MEMORIE

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI IN NAPOLI

VOLUME I - PARTE SECONDA

Supplemento al Volume LXXX (1971)
del « Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli »





SOCIETÀ DEI NATURALISTI IN NAPOLI
Via Mezzocannone, 8
1971

MEMORIE

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI IN NAPOLI

VOLUME I - PARTE SECONDA

Supplemento al Volume LXXX (1971)
del « Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli »



SOCIETÀ DEI NATURALISTI IN NAPOLI
Via Mezzocannone, 8
1971

Hanno contribuito alla stampa del presente volume:

il BANCO DI NAPOLI
la PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
il MINISTERO DELLA PUBBLICA ISTRUZIONE
il CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

AVVISO

È in corso di stampa la II parte del I volume delle

Memorie della Società dei Naturalisti in Napoli

Il prezzo del volume completo (la I e la II parte non si cedono separatamente) è di lire 10.000 (doll. USA 16), più lire 1.000 (doll. USA 1,5) per spese di spedizione.

Coloro che intendono acquistare questo volume sono pregati di rivolgersi alla **Segreteria della Società dei Naturalisti, Via Mezzocannone, 8 80134 Napoli,** accompagnando la richiesta col relativo importo.

NOTICE

The I Volume, II Part of the

Memorie della Società dei Naturalisti in Napoli

is in press.

Prices for the entire Volume (I and II Part are indivisible) lire 10.000 (USA doll. 16), for surface postage add lire 1.000 (USA doll. 1,5).

To order the Volume please send order and money to **Segreteria della Società dei Naturalisti, Via Mezzocannone, 8 - 80134 Napoli, Italia.**

Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*

Nota di T. PESCATORE, I. SGROSSO e M. TORRE

(Tornata del 9 giugno 1969)

RIASSUNTO

Nei sedimenti miocenici dell'Appennino campano-lucano poggianti stratigraficamente su depositi carbonatici di piattaforma vengono distinte due differenti successioni:

a) successioni trasgressive concordanti (trasgressione preorogenetica);

b) successioni trasgressive discordanti (trasgressione sinorogenetica).

Questo studio riguarda in particolare la trasgressione sinorogenetica. Tali depositi trasgressivi sono costituiti prevalentemente da sedimenti arenacei, individuati col nome di *Flysch di Castelvetere* (sul Calore) nei quali sono intercalati tettonicamente e blocchi della serie calcarea mesozoica e coltri alloctone varie.

Questo fenomeno trasgressivo viene riconosciuto su di una vasta area che si estende almeno dai Monti della Maddalena al Matese orientale.

I caratteri fondamentali di questi depositi, che costituiscono un ciclo di sedimentazione di età Langhiano medio superiore - Tortoniano inferiore, sono:

1) appoggio stratigrafico su tutti i termini della serie carbonatica e sui depositi della trasgressione preorogenetica ad essi connessi, e sulle coltri alloctone;

2) natura litologica dei depositi basali differente da quella del substrato;

3) facies dei depositi basali generalmente neritiche circalittorali o epibatiali;

4) depositi con caratteri di Wildflysch.

Tali caratteristiche vengono interpretate quale conseguenza della tlaslazione delle Piattaforme verso l'Adriatico e del loro arrivo in un bacino a sedimentazione terrigena.

Viene messo in evidenza inoltre che nell'Appennino meridionale la Piattaforma interna (o tirrenica) e quella esterna (o adriatica) hanno avuto una evoluzione differente nel Miocene; tali piattaforme si sono spostate verso l'avampaese in età differente (nel Langhiano quella interna, nel Serravalliano quella esterna) e con differente entità (notevole nella prima, ridotta o addirittura trascurabile nella seconda).

Vengono messe in evidenza nel Miocene più fasi tettoniche di importanza regionale: la prima nel Langhiano medio superiore, la seconda nel Serravalliano, la terza nel Tortoniano.

La formazione di Castelvetere viene infine correlata con le altre successioni terrigene di età Langhiano-Tortoniano che affiorano nell'Italia meridionale.

SUMMARY

Two different series lying stratigrafically on the neritic carbonatic deposits have been distinguished in the Miocenic sediments of the Campania Lucania Apennines:

a) the disconformably series (preorogenetic trasgression);

b) the angular unconformably series (sinorogenetic trasgression).

These studies are particularly concerned with the sinorogenetic trasgression.

Such trasgressive deposits are mainly formed of arenaceous sediments, named *Flysch of Castelvetere* (sul Calore), in which various blocks of mesozoic carbonatic series and allocthonous sheets (« Argille Varicolori » s.l.) are tectonically intermingled.

This trasgression is recognisable over a vaste area which extend at least from the Maddalena Mountains to the Eastern Matese.

The fundamental characteristics of these deposits, which constitute a sedimentary cycle of the Middle-Upper Langhian to the Lower Tortonian in age, are:

1) the stratigrafic contact with all the terranes of carbonatic series and with preorogenetic trasgressive deposits and with the alloctonous sheets;

* Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

2) the litologic composition of the above is different from that of the substratum, even in the basal facies;

3) the basal facies are generally neritic circalittoral or bathial;

4) the deposits have the Wildflysch characteristics.

Such characters are interpretated as consequence of the traslation of the carbonatic neritic platforms towards the Adriatic and its arrival in the basin with terrigenous sedimentation.

It is even more evident that in the Southern Apennines the internal (or Tirrenic) and external (or Adriatic) platforms have had a different evolution during the Miocene; such platforms have moved towards the foreland in different age: during the Langhian age the internal one, and during le Serravallian age the external one, and in different measures (the first notably, the second little or not at all).

More tectonic phases of regional importance are evident in the Miocene: the first during the Middle-Upper Langhian, the second during the Serravallian, the third during the Tortonian.

The *Flysch of Castelvetere* is correlated with other terrigenous series of the Langhian-Tortonian age, which exist in Southern Italy.

I - PREMESSA.

Dal Matese ai Monti della Maddalena si ritrovano sedimenti miocenici terrigeni che poggiano, talora stratigraficamente, sui depositi carbonatici di piattaforma i quali costituiscono una gran parte dell'Appennino meridionale; questi rapporti stratigrafici, sebbene già riconosciuti in alcune zone e interpretati comunque come contatti trasgressivi, non sono stati inseriti, a nostro avviso, con sufficiente efficacia nel quadro della geologia dell'Appennino meridionale.

Nell'area in esame questi depositi costituiscono un ciclo di sedimentazione di età langhiano-tortoniana o di età serravalliano-tortoniana delimitato generalmente alla base dai calcari della serie carbonatica e alla sommità dai sedimenti del ciclo del Messiniano-Pliocene inf. (Coppa De Castro, Moncharmont Zei, e al., 1970).

Nei sedimenti terrigeni di questo ciclo, di norma discordanti sui calcari di piattaforma, sono intercalati nella parte basale della successione blocchi calcarei e masse di materiale alloctono.

I rapporti stratigrafici tra serie mioceniche terrigene e serie calcaree vengono interpretati come « *pseudotrasgressivi* », intendendo con questo termine l'appoggio stratigrafico di sedimenti prevalentemente terrigeni sulla *Piattaforma carbonatica* o parti di essa dopo la traslazione di quest'ultima verso l'Adriatico e la sua conseguente messa in posto in un bacino a sedimentazione terrigena.

Nei depositi miocenici terrigeni del ciclo Langhiano-Tortoniano sono intercalate Argille Varicolori in masse lenticolari a più livelli. Una vasta coltre alloctona limita superiormente questa successione.

Usiamo il termine « Argille Varicolori » in senso lato comprendendovi non soltanto il materiale caotico prevalentemente argilloso, ma anche masse più o meno estese di sedimenti di diversa origine ed età che in esso sono inglobate. In accordo con Selli 1962 e altri Autori, riteniamo questo materiale alloctono e di provenienza tirrenica.

Per il ciclo di sedimentazione intendiamo una successione stratigrafica (costituita da una o più formazioni) delimitate a tetto e a letto da marcati eventi tettonici, ma non necessariamente compresa tra due regressioni (Coppa De Castro, Moncharmont Zei e al., 1970).

Il ciclo del Langhiano-Tortoniano (o del Serravalliano-Tortoniano) è delimitato alla base dalla piattaforma carbonatica, messa in posto nella fase tettonica langhiana (o serravalliana) e alla sommità dalle coltri alloctone di Argille Varicolori, messe in posto nel Tortoniano.

I caratteri generali dei sedimenti di questo ciclo sono:

1) nessuna connessione tra i caratteri sedimentari del substrato calcareo e dei sedimenti terrigeni sovrastanti;

2) discordanza più o meno marcata tra substrato e sedimenti terrigeni;

3) depositi basali di tipo Wildflysch;

4) a luoghi depositi pelagici direttamente poggianti sui calcari della piattaforma;

5) presenza di elementi delle coltri già nei sedimenti basali della successione.

I depositi terrigeni di questo ciclo so-

no ben distinti da quelli che costituiscono la successione miocenica trasgressiva illustrata da SELLI 1957 su scala regionale, le cui caratteristiche fondamentali si possono così sintetizzare:

a) connessione tra i caratteri sedimentari del substrato e quelli dei depositi trasgressivi;

b) concordanza quasi sempre perfetta tra il substrato (in genere del Cretacico superiore) e i sedimenti trasgressivi;

c) evoluzione della sedimentazione da facies calcaree biocostruite o calcarenitiche a facies terrigene spesso torbiditiche.

Quest'ultima trasgressione, con depositi basali calcarei in genere concordanti sul substrato, è in relazione ai movimenti di tipo epirogenetico (trasgressione preorogenetica); la prima invece di norma discordante e con sedimenti terrigeni basali, è da noi messa in rapporto con i movimenti traslativi dei *massicci calcarei* campano-lucani verso l'Adriatico; movimenti traslativi che hanno portato la piattaforma carbonatica in un bacino a sedimentazione terrigena (trasgressione sinorogenetica).

Lo studio sul terreno è stato eseguito da T. PESCATORE e I. SGROSSO; il primo ha curato particolarmente le aree dei gruppi montuosi del M. Marzano, del Partenio e del Taburno-Camposauro; il secondo i gruppi dei M. della Maddalena, dei Picentini e del Matese. Le analisi micropaleontologiche sono dovute a M. TORRE. Le considerazioni conclusive sono state scritte in collaborazione.

In questi ultimi anni vari Autori (BLOW 1959, 1969; BOLLI 1957, 1966, etc.) hanno approfondito lo studio dei foraminiferi planctonici e sono giunti ad una conoscenza sempre più precisa della distribuzione verticale totale dei vari « taxa », al punto da poter effettuare accurate zonazioni nei vari piani del Paleogene e del Neogene.

La correlazione tra tali zonazioni — riconosciute quasi sempre in aree tropicali — e le successioni biostratigrafiche degli stratotipi istituiti nelle zone temperate è ancora oggetto di studio. In particolare il problema della correlazione tra gli stratotipi istituiti in Italia (tra cui Langhiano, Serravalliano e Tortoniano) e le zonazioni definite nelle aree tropicali da BLOW (1969) è stato affrontato da CITA e BLOW 1969 i quali sono giunti alle seguenti conclusioni:

— il Langhiano-tipo comprende le biozone N. 8 (parte), N. 9 e N. 10 (parte) di BLOW; il suo inizio è all'incirca coincidente con la comparsa delle *Praeorbulina*, mentre il *top* è successivo alla comparsa di *O. universa* nonchè a quella di *G. peripheroacuta;*

— il Serravalliano-tipo è compreso tra le biozone N. 10 e N. 13 (parte) di BLOW; il suo inizio è quindi all'incirca coincidente con la comparsa di *G. peripheroacuta* ed il *top* precedente alla comparsa della *G. nepenthes*;

— il Tortoniano-tipo comprende le biozone tra la N. 15 (parte) e la N. 17 di BLOW; sarebbe cioè compreso tra la zona a *G. continuosa* e quella a *G. tumida plesiotumida.*

Volendo adottare come riferimento queste successioni biostratigrafiche degli stratotipi per i terreni miocenici di cui ci siamo occupati, si incontrerebbero due ordini di difficoltà:

a) difficoltà dovute agli ancor poco chiari rapporti di correlazione tra le nostre serie (e in generale quelle dell'Italia meridionale) e gli stratotipi, aggravate dall'assenza o estrema rarità di varie specie che sono considerate « marker » di zona (vedi ad es. *G. insueta*, le globorotalie del gr. *G. fohsi*, etc.);

b) difficoltà di linguaggio, e cioè il non facile confronto delle microfaune riportate dagli Autori precedenti (a volte formate da soli foraminiferi bentonici) e da loro riferite a determinati piani, con le nostre associazioni microfaunistiche costituite da planctonici e per di più non sempre in perfette condizioni di conservazione (ciò in dipendenza anche della caratteristiche dei sedimenti in cui sono contenute). Ne viene di conseguenza che non sarebbe facile nell'ambito di questo lavoro, parlare di Langhiano e voler indicare in realtà quello che per SELLI 1957, 1962, OGNIBEN 1958; CRESCENTI 1966 è la parte alta del loro « Langhiano » + parte del loro « Elveziano ».

Senza voler ampliare troppo il discorso, abbiamo ritenuto utile in conclusione riferire i sedimenti terrigeni trasgressivi che formano l'oggetto del presente lavoro ai piani Langhiano, Serravalliano e Tortoniano (parte), così intesi:

ETA'	CRESCENTI, 1966 — ZONE	CRESCENTI, 1966 — SUBZONE	STAGES	BLOW, 1969		CITA E BLOW, 1969	ZONAZIONE CAMPANIA - LUCANIA (PRESENTE LAVORO, PROVVISORIA) — ZONE	ZONAZIONE CAMPANIA - LUCANIA — SUBZONE	PIANI
TORTONIANO	Globorotalia menardii		TORT.-MESSIN. (PARTE)	ZONE N. 17	Globorotalia (G.) tumida plesiotumida		Globorotalia menardii - Globigerina nepenthes		TORTONIANO (PARTE)
				ZONE N. 16	Globorotalia (T.) acostaensis acostaensis - G. (G.) merotumida				
				ZONE N. 15	Globorotalia (T.) continuosa				
		Globorotalia praemenardii	LANGHIAN	ZONE N. 14	Globigerina nepenthes / Globorotalia (T.) siakensis	STRATOTIPO TORTONIANO			
ELVEZIANO	Orbulina universa	Globigerinoides obliquus		ZONE N. 13	Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens Globigerina druryi		Orbulina s. l.	Sphaeroidinellopsis subdehiscens s. - Globigerina druryi	SERRAVALLIANO
				ZONE N. 12	Globorotalia (G.) fohsi			Globoquadrina altispira	
				ZONE N. 11	Globorotalia (G.) praefohsi				
		Globoquadrina s.p.p.		ZONE N. 10	Globorotalia (T.) peripheroacuta			Globorotalia mayeri	
		O. suturalis		ZONE N. 9	Orbulina suturalis - Globorotalia (T.) periphero-ronda	STRATOTIPO SERRAVALLIANO	Globigerinoides trilobus	O. suturalis	
LANGHIANO	Globigerinoides trilobus		BURDIGALIAN	ZONE N. 8	Globigerinoides sicanus - Globigerinatella insueta			Praeorbulina s.l. - Globigerinoides bisphericus	LANGHIANO
				ZONE N. 7	Globigerinatella insueta Globigerinoides quadrilobatus trilobus	STRATOTIPO LANGHIANO			
				ZONE N. 6	Globigerinatella insueta / Globigerinita dissimilis			Globoquadrina dehiscens	
AQUITANIANO	Globigerinita dissimilis		AQUITANIAN	ZONE N. 5	Globoquadrina dehiscens praedehiscens - (G.) dehiscens dehiscens		Catapsydrax dissimilis		AQUITANIANO
				ZONE N. 4 emended	Globigerinoides quadrilobatus primordius / Globorotalia (T.) kugleri				

Fig. 1. — Zonazione (provvisoria) del Miocene adottata nel presente lavoro e possibile correlazione con le zonazioni di Crescenti (*confine marchigiano-abruzzese*, 1966) e di Blow (*aree tropicali*, 1969). A fianco di quest'ultima è indicata la posizione degli stratotipi (Cita e Blow, 1969).

Langhiano: è caratterizzato dalla esplosione di *G. trilobus* cui si accompagnano *G. dehiscens* nella parte bassa *G. bisphericus* e *O. suturalis* nella parte alta;

Serravalliano: è caratterizzato dalla costante presenza di *O. universa*, cui si associano *G. mayeri* e *G. altispira*: nella sua porzione terminale compare *Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens*;

Tortoniano: inizia con la comparsa della *G. nepenthes* cui si associa pressochè contemporaneamente *G. menardii* (1).

Tale convenzionale suddivisione è del tutto analoga (considerando il Serravalliano ≃ Elveziano) a quella usata nelle stesse aree e per gli stessi terreni da vari Autori (fig. 1).

Per concludere riteniamo al momento più agevole confrontare direttamente le nostre associazioni microfaunistiche con il Langhiano o l'Elveziano di Selli, Ogniben, etc. piuttosto che correlarle più precisamente con gli stratotipi dei piani, la qual cosa comporterebbe necessariamente una revisione generale di tutte le datazioni effettuate fino ad oggi. Nella attesa di una tale necessaria ed urgente revisione ci siamo sforzati di mostrare sempre dettagliatamente il contenuto microfaunistico delle nostre serie in modo da permettere sempre un confronto tra le nostre associazioni e quelle rinvenute negli stratotipi.

(1) Questa forma è sempre piuttosto rara, specialmente nei livelli più bassi del Tortoniano.

II - CENNI BIBLIOGRAFICI.

La trasgressione miocenica con depositi basali calcarei e concordanti sul substrato è uno dei fenomeni geologici più vistosi dell'Appennino centro-meridionale. SELLI R. 1957 e 1962 illustra i caratteri di questa trasgressione dall'Abruzzo alla Calabria; OGNIBEN L. 1957 dà dettagliate notizie stratigrafiche e tettoniche sui depositi miocenici del Casertano. Altri Autori (COCCO E. e PESCATORE T. 1968, D'ARGENIO B. 1961, 1967, MARINI M. 1968, SCANDONE P. e SGROSSO I. 1965, SCANDONE P. e BONARDI G. 1960, SGROSSO I. 1964, 1967, VALLARIO A. 1965, etc.) illustrano i vari aspetti della trasgressione miocenica in Campania e in Lucania in studi di carattere locale. In letteratura depositi miocenici trasgressivi analoghi sono noti in Abruzzo e nel Lazio (cfr. ACCORDI B. e al., 1967).

Alcuni Autori hanno segnalato e descritto sedimenti terrigeni direttamente trasgressivi sui depositi carbonatici di piattaforma.

Nel Sannio e più precisamente alle pendici del Monte Pentime (Gruppo Taburno-Camposauro) IACOBACCI A. e MARTELLI G. 1957 descrivono sedimenti mioceniei trasgressivi sui calcari del Cretacico; tali sedimenti sono costituiti da arenarie a grana fine e grossa e da argille sabbiose. L'età di questi sedimenti sarebbe probabilmente aquitaniana. In questa stessa area D'ARGENIO B. 1967, con maggior dettaglio, descrive i rapporti stratigrafici tra Mesozoico calcareo e sedimenti terrigeni che denomina « *Flysch di Torrecuso* » illustrandone la litologia e l'ambiente di sedimentazione. In base alle microfaune questi sedimenti vengono attribuiti al Serravalliano.

Anche in Irpinia vari Autori segnalano depositi miocenici trasgressivi sul mesozoico calcareo.

ARDIGÒ G., 1957 in un primo lavoro descrive una serie terziaria affiorante al bordo settentrionale dei Picentini, correlata con i depositi della serie solfifera, la cui età dovrebbe essere compresa tra il Miocene superiore e « *il più basso Pliocene* ». Questa successione è costituita da una serie arenacea molassica nella quale sono stratigraficamente intercalate in due livelli distinti « *Argille Scagliose* » e « *Placche Flyscioidi* », il tutto interpretato come un « *potentissimo accumulo caotico-selezionato ossia un olistostroma* ». L'autore si pronuncia per l'autoctonia e dei massicci calcarei mesozoici e dei depositi miocenici.

ARDIGÒ G., 1958 successivamente descrive, nell'area compresa tra i Picentini e il gruppo del Monte Marzano, sedimenti terziari « *prepliocenici* », costituiti ancora da « *Argille Scagliose* » varicolori, molasse e terreni flyscioidi, che vengono interpretati come un olistostroma. Questo Autore segnala inoltre a nord-est del Monte Cervialto, in località Acqua delle Brecce, depositi miocenici trasgressivi sui calcari senoniani a Rudiste costituiti da sedimenti arenaceo-siltosi con rare intercalazioni di brecce ad elementi calcarei e cemento arenaceo.

Sempre ARDIGÒ G., 1964 segnala la presenza di materiale flyscioide trasgressivo sui calcari mesozoici dei Monti Picentini nelle cosiddette « *terrazze orografiche* ». L'Autore ribadisce che il massiccio calcareo dei Picentini è stato interessato da una tettonica essenzialmente con movimenti verticali (come dimostrerebbero a suo avviso la suborizzontalità attuale delle *terrazze orografiche*) e che le formazioni terziarie sono essenzialmente autoctone. Le formazioni mioceniche, interpretate come olistostroma, sono formate da molasse i cui materiali « *venivano trascinati da correnti longitudinalmente alle fosse principali ossia con provenienza da NO o da SE* », e da depositi clastici calcarei « *di apporto prevalentemente locale* » con provenienza da SSO: propende però per la provenienza dei clasti terrigeni per un apporto da SE. Tutti questi sedimenti sarebbero autoctoni e deposti da correnti di torbida.

CIVITA M. 1967 e 1969, nei terreni terziari che bordano il massiccio del Terminio Tuoro distingue, dal basso verso l'alto, i seguenti complessi:

1) *Complesso arenaceo conglomeratico* (*Arenarie di S. Mango*), trasgressivo su tutti i termini sottostanti e sui calcari della serie carbonatica. L'età dovrebbe essere compresa tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore.

2) *Complesso molassico* (*Arenarie di Chiusano S. Domenico*), trasgressivo sui calcari mesozoici. Il complesso è attribuito genericamente al Miocene.

3) *Complesso argilloso caotico* (*Argille Varicolori scagliose s.l.*), « *nel quale si compren-*

dono per cause tettoniche » blocchi di materiale vario. L'età del complesso viene attribuita dubitativamente al Paleogene.

Il massiccio del Terminio Tuoro sarebbe interessato da una tettonica traslativa tale da determinare il carreggiamento o almeno un notevole sovrascorrimento della successione calcarea mesozoica. I blocchi calcarei nelle aree prospicienti al massiccio sarebbero « *galleggianti* » sulle formazioni terziarie. I movimenti tettonici avrebbero una età compresa tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore.

Chiocchini U., 1969 nell'area di Montemarano segnala « *olistostromi* », blocchi calcarei e lembi di argille varicolori nelle molasse del Miocene medio. Per « *olistotromi* » l'Autore intende depositi intraformazionali da frane sottomarine costituiti da conglomerati ad abbondante matrice « *argilloso-molassica* ». Anche le argille varicolori sarebbero « *preferenzialmente* » frane intraformazionali, se non addirittura intercalazioni normali pelitiche nella sedimentazione arenacea.

Nella zona del Monte Marzano Zanzucchi G., 1958 accenna a depositi molassici del Miocene superiore trasgressivi sui calcari del Cretacico.

In questa stessa area, secondo Marini M., 1968 la trasgressione miocenica sarebbe rappresentata da calcareniti che da ovest verso est si riducono di spessore e vengono sostituite da sedimenti arenacei (« *Molasse inferiori* ») direttamente trasgressivi sui calcari mesozoici. L'età di questi depositi è langhiana. Questo Autore descrive inoltre depositi arenacei e conglomeratici del Tortoniano (« *Molasse superiori* ») che sarebbero trasgressivi, tra l'altro, sulle « *Molasse inferiori* », sulle calcareniti e sul substrato mesozoico.

Depositi argillosi o argilloso-arenacei del Tortoniano probabilmente trasgressivi sono segnalati e studiati da Brancaccio L., 1964 nella zona di Lago Laceno (Gruppo del Cervialto) e da Coppa M. G., 1967 nei dintorni di Salerno.

III - LA TRASGRESSIONE MIOCENICA PRE-OROGENETICA.

Le ricerche di Selli, 1957 e di vari altri Autori permottono di tracciare un quadro soddisfacente della sedimentazione miocenica trasgressiva concordante sui depositi carbonatici di piattaforma dell'Appennino campano-lucano.

Nella zona campana, dove la serie mesozoica è caratterizzata da una lacuna mediocretacica marcata da un orizzonte di bauxite (Matese p.p., Monte Maggiore, Camposauro), il Miocene calcareo basale è spesso biocostruito (calcari a litotamni, *Formazione di Cusano* Selli 1957) ed evolve rapidamente a facies pelagiche (Marne ad orbuline, *Formazione di Longano* Selli 1957) e quindi a facies terrigene prevalentemente torbiditiche (*Formazione di Pietraroia* Selli 1957). Questa successione è sormontata da materiale alloctono (Argille Varicolori s.l.) o parautoctono.

Nell'area silentino-lucana, dove la successione mesozoica è continua mancando la lacuna mediocretacica, il Miocene calcareo basale è rappresentato da calcareniti o calciruditi che evolvono anche esse a facies terrigene prevalentemente torbiditiche. Coltri alloctone di provenienza tirrenica interrompono anche qui la sedimentazione terrigena. Il Miocene con queste caratteristiche si estende anche nell'area più « *tirrenica* » della Campania (Penisola Sorrentina) e presumibilmente anche più a nord.

L'età della trasgressione miocenica è differente nelle due aree: Aquitaniano-Langhiano nella regione silentino-lucana e nella Penisola Sorrentina; Langhiano superiore-Serravalliano nelle restanti zone campane.

Non vi sono dati stratigrafici per il Partenio e non sono noti depositi miocenici calcarei trasgressivi sui monti Picentini tranne che nella finestra tettonica di Campagna. I depositi calcarei da noi rinvenuti nel Partenio (v. pag. 370) non s'inquadrano perfettamente nella trasgressione miocenica ma potrebbero rappresentare i sedimenti di un dominio paleogeografico intermedio.

La concordanza tra substrato e sedimenti trasgressivi, come già rilevato da vari Autori, mette in evidenza che i movimenti tettonici che hanno determinato la trasgressione sono stati di tipo epirogenetico. L'evoluzione paleotettonica di queste due aree, come si dirà in seguito, è stata differente. È da ritenere che queste due aree costituivano due bacini ben differenziati in quando mentre sui depositi

calcarei di piattaforma nell'Appennino silentino-lucano durante il Langhiano si depositavano sedimenti arenacei flysciodi (*Formazione del Bifurto* SELLI 1957) nell'area campana p.p. si aveva la sedimentazione di calcari neritici talora biocostruiti. Si possono cioè individuare due piattaforme carbonatiche; una piattaforma senza lacuna mediocretacica e in posizione più tirrenica (piattaforma interna) e una piattaforma talora con lacuna mediocretacica marcata da depositi bauxitici più adriatica (piattaforma esterna).

La piattaforma esterna non è comunque limitata all'*area delle bauxiti* ma comprende anche le zone ad essa limitrofe con facies di soglia o di transizione; essa continua verso nord nell'Abruzzo.

La differenziazione delle piattaforme carbonatiche dell'Appennino campano, in base a queste considerazioni, è stata prospettata come ipotesi da D'ARGENIO B. e SCANDONE P. in una comunicazione presentata al Colloquio sul Giurassico a Budapest nel 1968.

IV - LA TRASGRESSIONE MIOCENICA SINOROGENETICA.

Nelle successioni terrigene mioceniche e plioceniche affioranti sui bordi orientali delle piattaforme carbonatiche nelle zone studiate è possibile distinguere tre cicli di sedimentazione (COPPA DE CASTRO, MONCHARMONT ZEI e al. 1970):

1) Ciclo Langhiano-Tortoniano;
2) Ciclo Messiniano-Pliocene inferiore;
3) Ciclo del Pliocene medio.

In questo lavoro sono stati presi in esame particolarmente i depositi del ciclo basale. È possibile distinguere in questo ciclo le successioni mioceniche legate alla piattaforma tirrenica da quelle legate alla piattaforma adriatica in quanto esse pur avendo caratteristiche litologiche e sedimentologiche simili si differenziano per la diversa età dei termini basali: langhiana per le successioni legate alla piattaforma interna; serravalliana per le successioni legate alla piattaforma esterna.

Si ripete cioè lo sfasamento nell'età dei fenomeni tettonici che hanno interessato le due piattaforme, come già si era verificato per la trasgressione preorogenetica.

Nell'ambito dei depositi del ciclo che interessa la piattaforma interna possiamo ulteriormente distinguere i sedimenti che affiorano nelle aree marginali, adriatiche dei massicci calcarei, da quelli che si rinvengono, generalmente in placche isolate, sui massicci calcarei stessi o comunque in zone più tirreniche. I primi presentano per lo più facies neritiche circalittorali o epibatiali anche nei termini a contatto con il substrato, sul quale si poggiano debolmente discordanti; i secondi presentano facies neritiche infralittorali, sono fortemente discordanti sul substrato ed hanno sedimenti ruditici basali con più alta percentuale di ciottoli calcarei. In definitiva solo i depositi terrigeni miocenici che si rinvengono in placche sui massicci calcarei hanno i caratteri dei depositi trasgressivi in senso stretto.

Vengono descritti nei paragrafi seguenti delle successioni mioceniche affioranti ai margini orientali dei gruppi calcarei dell'Appennino campano-lucano che riteniamo particolarmente significative per lo scopo di questa ricerca.

A partire da sud vengono illustrati le caratteristiche sedimentarie principali del Miocene terrigeno affiorante ai margini orientali dei seguenti « massicci calcarei » (fig. 2):

1) Monti della Maddalena;
2) Gruppo del Monte Marzano;
3) Monti Picentini;
4) Gruppo del Partenio;
5) Gruppo del Taburno-Camposauro;
6) Gruppo del Matese e del Monte Maggiore.

1. MONTI DELLA MADDALENA.

Le caratteristiche della serie carbonatica dei rilievi calcarei che circondano il Vallo di Diano sono marcatamente differenti: ad ovest affiora una serie continua dal Trias all'Eocene tipica dell'area interna di una piattaforma intraoceanica; ad est invece la successione, con lacune più o meno marcate, presenta facies di transizione verso bacini più aperti. Su questi depositi trasgrediscono in concordanza calca-



Fig. 2. — Ubicazione delle località descritte nel testo: 1. Torrente Calvaruse; 2. Monte Cigno; 3. Vallone di Maiorano; 4. Monte Pentime; 5. Vitulano; 6. Fontana Trinità; 7. Valle di Prata; 8. Ponte di Moiano; 9. S. Martino Valle Caudina; 10. Pannarano; 11. Summonte; 12. Montevergine; 13. S. Marco; 14. Castelvetere sul Calore; 15. Vulturara Irpina; 16. Montagnone di Nusco; 17. Piano Sazzano; 18. Monte Salursi; 19. Zona ad est di Laviano; 20 Laviano; 21. Torrente Pazzano; 22. Balvano; 23. Vietri di Potenza; 24. Caggiano.

Tratteggio verticale: piattaforma carbonatica esterna.
Tratteggio orizzontale: piattaforma carbonatica interna.

reniti e calciruditi a *Miogypsina, Lepidocyclina, Amphistegina,* le quali passano gradualmente a depositi arenacei con intercalazioni di conglomerati (con ciottoli del substrato carbonatico), marne e subordinatamente argille (Sgrosso 1967, Scandone e Bonardi 1968). Questa successione di età Aquitaniano - Langhiano costituisce la trasgressione preorogenetica.

Nella zona di Vietri di Potenza e di Caggiano

affiorano anche i terreni della trasgressione sinorogenetica. Si tratta di depositi arenacei piuttosto grossolani che poggiano stratigraficamente non solo su blocchi della serie carbonatica (abitato di Vietri di Potenza e abitato di Caggiano) ma anche sui depositi alloctoni delle Argille Varicolori.

Questi depositi, con facies tipiche delle zone marginali dei bacini torbiditici, sembrano passare verso est a sedimenti arenacei prevalentemente torbiditici che costituiscono la *formazione di Gorgoglione* (Selli 1962). Affioramenti con facies intermedie si hanno nella zona di Potenza. Questi terreni poggiano stratigraficamente ma non necessariamente in trasgressione sui calcari mesozoici o sui depositi alloctoni. Talora sono inglobati nelle Argille Varicolori per movimenti tettonici successivi.

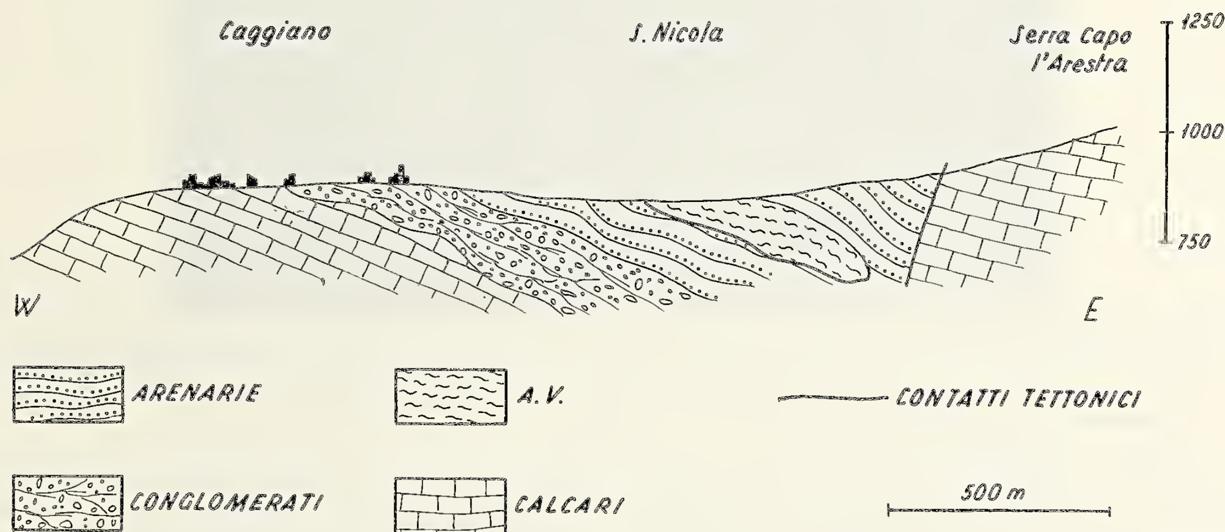


Fig. 3. — Sezione geologica schematica nella zona di Caggiano.

1. 1. *Caggiano.*

Depositi arenacei, conglomeratici o più raramente pelitici poggiano con contatto stratigrafico sui calcari mesozoici dove è ubicato l'abitato di Caggiano (fig. 3). Le arenarie sono in genere mal stratificate, o in strati gradati fortemente lenticolari; alla base degli strati sono frequenti canali di erosione. I conglomerati hanno matrice arenacea più o meno abbondante e i ciottoli, per lo più calcarei, derivano sia dalla serie carbonatica sia dalle Argille Varicolori. Talora la matrice diventa assolutamente predominante e mostra una struttura fluidale mentre i ciottoli risultano caoticamente immersi in essa. Si tratta cioè di sedimenti deposti da frane sottomarine ad alta viscosità che scorrendo sul pendio erodevano più o meno profondamente il substrato (fig. 4).

In questi sedimenti terrigeni sono tettonicamente intercalati blocchi di calcari mesozoici di vari metri cubi e livelli lentiformi di termini riferibili ai depositi flyscioidi della trasgressione preorogenetica e alle Argille Varicolori. Una estesa massa di Argille Varicolori chiude localmente la sedimentazione terigena di questo ciclo.

I campioni prelevati nei dintorni di Caggiano hanno rivelato in qualche caso uno scarso contenuto organico che, quando non è costituito da sole forme cretaciche rimaneggiate (prevalentemente orbitolinidi), permette di attribuire questi terreni almeno ad un Langhiano medio superiore per la presenza di:

Globorotalia acrostoma Wezel, *Globigerina concinna* Reuss, *Gl. falconensis* Blow, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. t. immaturus* Le Roy, *Gl. trilobus* (Reuss).

Il benthos è sempre molto scarso. L'attribuzione di tale associazione microfaunistica alla parte medio-superiore del Langhiano è data dalla presenza di *Gl. bisphericus*.

1.2. *Vietri di Potenza.*

Sui calcari oolitici giurassici, dove è ubicato il paese di Vietri di Potenza, poggiano con contatto stratigrafico arenarie a grana grossa, con ciottoli del substrato talora spigolosi talora arrotondati; questo contatto è visibile lungo la mulattiera che da Vietri di Potenza porta alla Fiumarella di Vietri. L'affioramento è molto esiguo, comunque significativo. Inoltre in palificate per fondazioni, sempre nell'abitato di Vietri, al di sotto del detrito è stato quasi sempre ritrovato materiale arenaceo sovrastante i calcari.

A nord del paese affiorano estesamente i depositi alloctoni delle Argille Varicolori. Al di sopra di questi depositi con contatto stratigrafico si rinvengono materiali prevalentemente arenacei con rare intercalazioni di siltiti e argille siltose. La giacitura dei sedimenti molassici è tranquilla con strati suborizzontali, in contrasto con quella delle Argille Varicolori molto caotica anche per dissesti superficiali recenti.

Nessuno dei campioni analizzati ha dato forme significative. Questi depositi però sono correlabili con quelli di Caggiano già descritti.

1.3. *Balvano.*

Lungo la strada provinciale per Balvano, in località Capogrosso, affiorano trasgressivi su dolomie di probabile età triassica o infraliassica, calcareniti e calciruditi fossilifere con *Lepidocyclina, Miogypsina,* etc. La successione continua con materiale calcareo marnoso, calcareniti gradate ed infine argille ed arenarie con *Lepidocycline, Operculina,* etc. (Sgrosso, 1967). Questi depositi di età Aquitaniano-Langhiano sono da attribuire alla trasgressione preorogenetica; verso l'alto essi passano ad un complesso arenaceo presumibilmente alloctono in giacitura disordinata che ingloba materiale eterogeneo (blocchi di calcari con nummuliti, calcari a rudiste, marne e argille con microfauna eocenica).

In una località immediatamente a nord di Piano della Pezza, due chilometri circa ad est dell'abitato di Balvano, affiora una successione costituita da arenarie, argille e argille siltose verso il basso e depositi prevalentemente arenacei verso l'alto (fig. 5). Questa successione poggia sul materiale caotico anzidescritto; il contatto è ben evidente nell'incisione a nord di Piana della Pezza dove si ve-



Fig. 4. — Depositi arenacei a tessitura fluidale e senza stratificazione (sand flows) inglobanti blocchi di varia natura e dimensioni. I blocchi di maggior volume sono dati da calcari della successione carbonatica di piattaforma.
Località Caggiano.

dono le argille e le arenarie in strati verticali o addirittura rovesciati sul substrato.

Si tratta di depositi bene stratificati con strutture sedimentarie tali: gradazione, laminazione parallela, obliqua e convoluta, docce d'erosione, etc., da farli ritenere deposti da correnti di torbidità (figg. 6, 7). Questo materiale arenaceo potrebbe costituire una facies di transizione tra le arenarie più o meno grossolane che si rinvengono nelle aree prossime ai « massicci calcarei » e il « flysch di Gorgoglione » nelle aree più orientali.



Fig. 5. — Alternanza di arenarie, siltiti e siltiti argillose. La foto mostra la parte basale della successione che poggia sulle Argille Varicolori. Gli strati che alla base sono piegati e rovesciati, verso l'alto diventano suborizzontali.
Località Balvano.

In questa successione i pochi campioni fossiliferi hanno dato la seguente associazione microfaunistica:

Globorotalia acrostoma Wezel, *Gl. continuosa* Blow, *Gl.* aff. *mayeri* (Cush. e Ellisor), *Gl.* aff. *scitula* (Brady), *Globigerina falconensis* Blow, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr e Collins), *Gl. langhiana* Cita e Gelati, *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. trilobus* (Reuss), *Gl. t. immaturus* Le Roy, *Catapsydrax dissimilis* (Cush. e Bermudez).

Nella frazione bentonica, accanto a *Nodosaria longiscata* D'Orb., *Siphonodosaria* sp., *Gyroidina* sp., *Pleurostomella* sp., *Bolivina* sp., etc., abbondano forme agglutinanti quali Textularidi, Valvulinidi e Lituolidi (*Cyclammina pusilla* Brady, *Alveolophragmium* sp., *Haplophragmoides* sp.). In qualche caso sono molto abbondanti i radiolari. L'età dei sedimenti non dovrebbe essere più antica del Langhiano medio-superiore.

È importante notare che le succitate associazioni microfaunistiche sono pressochè simili a quelle rinvenute nei dintorni di Caggiano: in entrambi i casi infatti tra le forme planctoniche è presente *Gl. bisphericus* ma manca ogni forma di preorbulina. Queste associazioni tuttavia, pur indicando lo stesso intervallo cronostratigrafico si differenziano leggermente per l'ambiente di deposizione, più profondo e distale per i sedimenti dei dintorni di Balvano (nei quali sono ben rappresentati Bolivinidi e forme agglutinanti), più prossimale per quelli dei dintorni di Caggiano dove non solo mancano forme di habitat profondo ma abbondano clasti e microfossili rimaneggiati del substrato mesozoico.

Queste osservazioni sono in accordo con l'analisi dei tipi litologici e delle strutture sedimentarie effettuate nelle due località.

2. Gruppo del Monte Marzano.

A sud-est del fiume Sele fino al torrente Platano si estende tra la Campania e la Lucania il gruppo del Monte Marzano. Di questo massiccio calcareo si conosce la successione

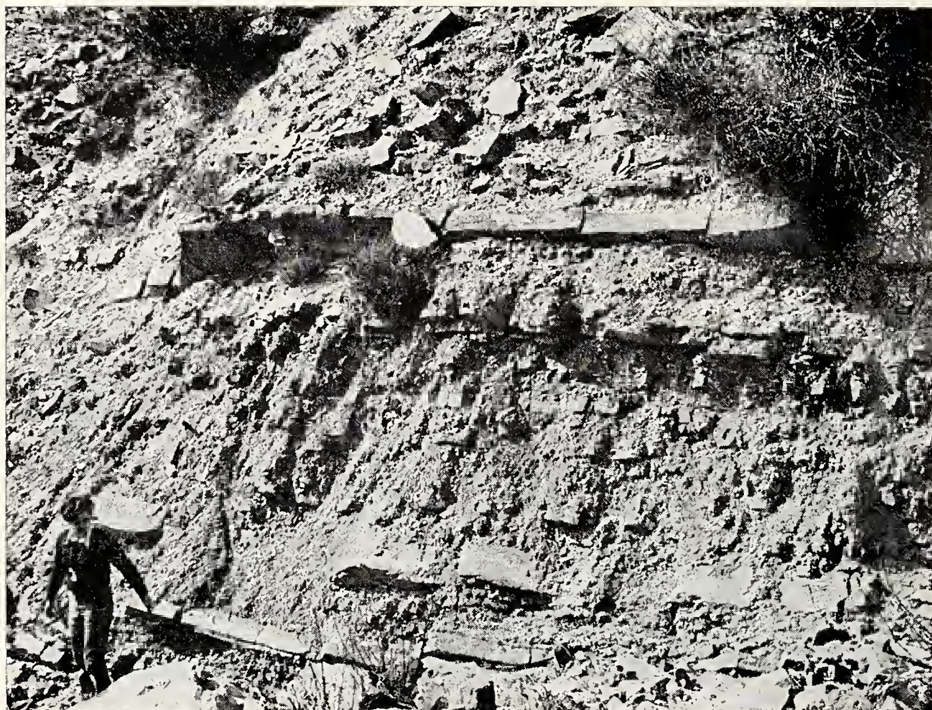


Fig. 6. — Alternanza di arenarie e siltiti argillose in strati piano paralleli. Gli strati sono di regola gradati e presentano laminazioni da corrente.
Località Balvano.



Fig. 7. — Laminazione da corrente in uno strato arenaceo.
Località Balvano.

mesozoico-cenozoica solo dell'area nord-occidentale (PESCATORE 1967, MARINI 1968); detta successione presenta caratteri differenti via via che ci si sposta dal Tirreno all'Adriatico, nel senso che da depositi neritici infralittorali dell'area sud-occidentale si passa a depositi di transizione a bacini più aperti nell'area nord orientale (PESCATORE, 1967).

Il Miocene calcareo trasgressivo è segnalato in prossimità di Laviano: si tratta di depositi calcarenitici di età langhiana (SELLI 1957, ZANZUCCHI 1958, etc.).

Sedimenti miocenici sono anche segnalati al fondo del pozzo Contursi al di sotto di tutta la serie carbonatica mesozoica che su di essi è sovrascorsa (DONDI e PAPETTI 1965).

Sui margini settentrionali di Monte Marzano affiorano depositi terrigeni costituiti prevalentemente da arenarie e conglomerati di età langhiano-serravalliana debolmente discordanti sul substrato mentre nelle zone più interne del massiccio o comunque in posizione più tirrenica (Torrente Pazzano) vi sono depositi clastici grossolani trasgressivi con forte discordanza sulla successione carbonatica.

I sedimenti delle aree settentrionali presentano facies neritiche circalittorali o facies epibatiali; quelli delle aree più tirreniche mostrano invece, nei termini basali, facies neritiche infralittorali.

La successione dei sedimenti miocenici, riconoscibile con particolare evidenza nelle zone tra Monte Salursi e Monte Carruozzo, ripete le caratteristiche sedimentarie di quelle affioranti in altri gruppi (monti Picentini, Partenio) descritti più avanti: si tratta di depositi arenacei ai quali sono intercalati tettonicamente e blocchi calcarei della serie mesozoica e Argille Varicolori con materiale riferibile alla *formazione di Corleto Perticara* (SELLI 1962), al « *flysch rosso* » (SCANDONE 1967) e a terreni flysciodi della trasgressione preorogenetica.

Nell'area immediatamente a nord di Monte Pennone (margine nord occidentale del gruppo del Monte Marzano) fino all'abitato di Muro Lucano in varie zone è possibile osservare i rapporti esistenti tra i blocchi di calcari mesozoici e i sedimenti terrigeni circostanti; tali rapporti sono determinati da piani di scivolamento con immersione a nord alla base dei blocchi e contatti stratigrafici normali alla sommità degli stessi. Caratteristici sono i blocchi di calcare mesozoico, prevalentemente cretacico, di dimensioni alquanto modeste (fino a poche migliaia di metri cubi) che si rinvengono nelle arenarie tra Castelgrande (fig. 8) e Pescopagano. Alla base di questi blocchi è possibile a luoghi osservare lembi di Argille Varicolori.

Nell'area settentrionale del gruppo di Monte Marzano saranno descritte in particolare le successioni della zona Monte Salursi-Monte Carruozzo e della zona di Laviano. Infine verrà illustrata la successione affiorante nel Torrente Pazzano, localizzata in area più tirrenica rispetto alle precedenti.

2.1. *Monte Salursi e Monte Carruozzo.*

In quest'area il basamento affiorante delle arenarie mioceniche è costituito talora dalle coltri alloctone talora da calciruditi poligeniche a cemento spatico o a matrice calcareomarnosa verdastra (*calcari cristallini*) di età eocenica con abbondanti nummuliti, globigerine e globorotalie eoceniche (*Gl.* del gruppo *Gl. aragonensis*) (fig. 9). Sui calcari, di regola, poggiano con contatto tettonico (dato da una estesa superficie di scivolamento all'incirca parallela ai piani di stratificazione) quarzareniti rossastre con intercalazioni di calcareniti e brecciole calcaree che costituiscono i termini prevalentemente arenacei della trasgressione preorogenetica. In particolare nella zona di M. Salursi si rinvengono modeste placche di quarzareniti che poggiano stratigraficamente su tale piano di scivolamento. Al di sopra di questo materiale si rinvengono, con contatto stratigrafico, arenarie grossolane feldspatiche e litiche, talora con matrice abbondante con intercalazioni di argille, argille marnose o sabbiose. Questi depositi si presentano in banchi o mal stratificati. A più livelli si rinvengono nella sequenza arenacea depositi caotici argillosi riferibili al complesso delle Argille Varicolori alloctone. La giacitura dei depositi argillosi caotici è lenticolare ed incide il materiale arenaceo sottostante per alcune diecine di metri; questi depositi costituiscono cioè il riempimento di profondi canali di erosione. In questa successione, oltre al materiale argilloso caotico, è intercalata una successione stratificata costituita da ar-



Fig. 8. — Blocchi di calcari mesozoici intercalati tettonicamente nelle arenarie (Wildflysch). Notare la giacitura disordinata dei blocchi.
Località Castelgrande.

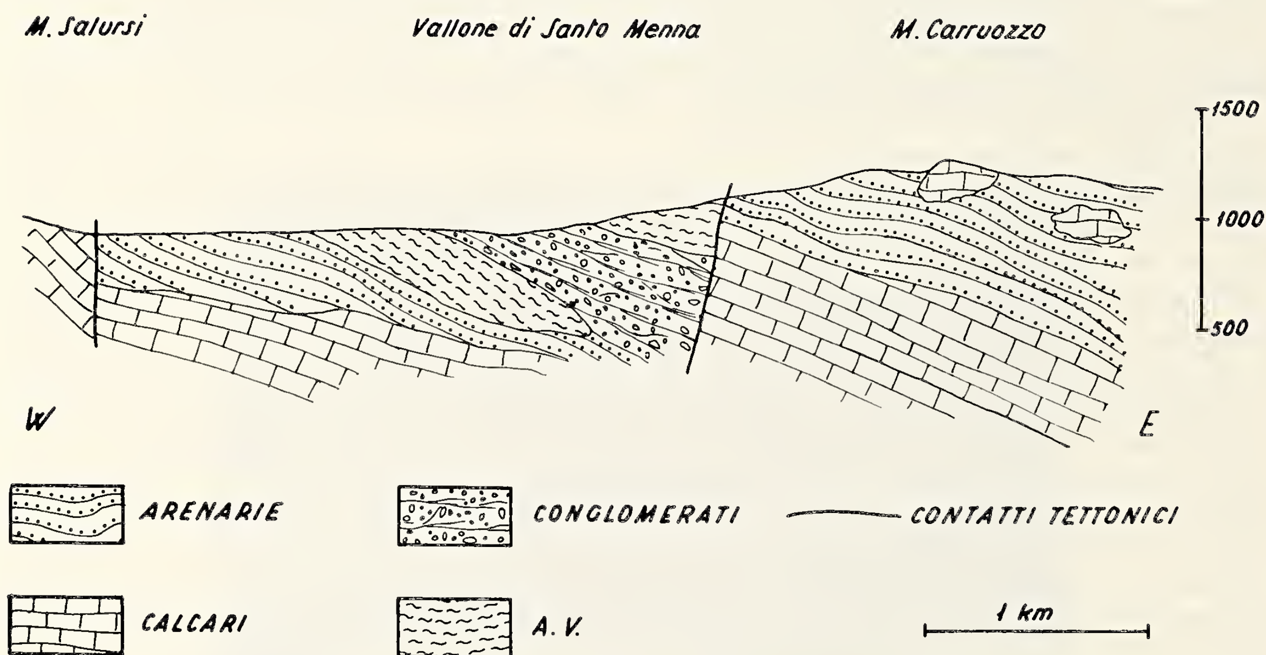


Fig. 9. — Sezione geologica schematica della zona Monte Salursi - Monte Carruozzo.

gille siltose, calcilutiti silicifere con selce, marne e arenarie; talora questi depositi sono apparentemente concordanti con il substrato arenaceo, ma varie strutture sedimentarie, quali gradazione verticale dei granuli e laminazione obliqua ne dimostrano la giacitura anormale, rovesciata. Questa massa alloctona è riferibile alla *formazione di Corleto Perticara* (SELLI, 1962). Non è possibile pertanto concordare con l'interpretazione che dà MARINI (1967) di questa successione; per questo Autore, infatti, il materiale calcareo marnoso viene considerato in continuità di sedimentazione con i depositi a tetto e a letto e datato come Elveziano per « *posizione stratigrafica* ».

La successione continua con depositi are-

nacei grossolani e puddinghe poligeniche con abbondante matrice arenacea. Questi depositi sono stratificati in grossi banchi, di spessore fino a 10 metri; la superficie inferiore dei banchi è in genere concava, quella superiore è invece in prima approssimazione piana. Alla base di questi banchi si nota una gradazione verticale dei granuli più o meno marcata, nella parte alta vi è una stratificazione (o laminazione a grande scala) parallela o obliqua. Talora questi depositi colmano le irregolarità del fondo marino, irregolarità determinate dall'arrivo delle Argille Varicolori che costituiscono corpi sedimentari a spessore molto variabile. Si tratta di sedimenti deposti in canali di erosione mediante colate di sabbia (*sand flow*) (fig. 10).



Fig. 10. — Banchi fortemente lenticolari di arenarie grossolane e arenarie conglomeratiche. Si tratta di sedimenti deposti in canali d'erosione mediante colate di sabbia.
Località Monte Carruozzo.

Caratteristico è un livello discontinuo dello spessore di circa 30-50 metri costituito da puddinghe con elementi ben arrotondati o appena smussati di natura litologica molto variabile (calcari della serie carbonatica, elementi delle Argille Varicolori) e delle dimensioni fino al metro cubo, a matrice arenacea grossolana e a struttura massiccia. Questi depositi incidono le Argille Varicolori e le molasse e la loro messa in posto è da ascriversi ad un franamento sinsedimentario dotato di notevoli capacità erosive (fig. 11).

Analoghe situazioni si rinvengono più a sud nella zona di Muro Lucano dove nelle arenarie mioceniche (langhiane) sono frequenti fra l'altro blocchi di calcari della serie mesozoica di piattaforma o di facies di transizione.

Circa l'ambiente di deposizione di queste arenarie le strutture sedimentarie presenti indicano che si tratta di depositi da frane sottomarine in canali, depositi cioè caratteristici delle aree più prossimali dei bacini torbiditici; nelle arenarie, inoltre, sono intercalate masse argillose caotiche incompetenti e masse litoidi competenti (*Wildflysch*) (figg. 12-13).

Varie campionature sono state effettuate in quest'area. I livelli più bassi fossiliferi presenti al Monotito e al Monte Carruozzo sono da ascriversi al Langhiano; le associazioni microfaunistiche sono prevalentemente planctoniche e sono rare le forme di habitat costiero.

Il plancton comprende:

Globorotalia acrostoma Wezel, *Gl. archeomenardii* Bolli, *Gl. continuosa* Blow, *Gl.* aff.



Fig. 11. — Banco di conglomerato a matrice prevalente. Lo spessore del banco è quasi uguale alla sua larghezza. Prevalgono gli elementi grossolani quali blocchi di dimensioni massime fino a 50 cm. Si tratta di un sedimento dovuto ad un franamento sottomarino.
Località Monte Carruozzo.



Fig. 12. — Blocchi di calcari mesozoici intercalati tettonicamente nelle arenarie (Wildflysch).
Località Monte Carruozzo.

mayeri (CUSH. e ELLISOR), *Gl. obesa* BOLLI, *Globigerina concinna* REUSS, *Gl. falconensis* BLOW, *Globoquadrina altispira* (CUSH. e JARVIS), *Gl. dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globigerinoides* cfr. *altiaperturus* BOLLI, *Gl.*



Fig. 13. — Piccoli blocchi di calcari mesozoici intercalati tettonicamente nelle arenarie (Wildflysch). *Località Monte Carruozzo.*

bisphericus TODD, *Gl. trilobus* (REUSS), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), oltre a rare globorotalie eoceniche rimaneggiate.

Nel benthos invece:

Amphistegina sp., *Bulimina* sp., *Cibicides floridanus* (CUSH.), *C. pseudoungerianus* (CUSH.), *C.* sp., *Elphidium* sp., *Glandulina laevigata* D'ORB., *Gyroidina* sp., *Lagena* sp., *Lenticulina rotulata* (LAMARCK), *L. serpens* (SEG.), *Nonion soldanii* D'ORB., *Pullenia bulloides* (D'ORB.), *Sigmoilina tenuis* (CZJZEK), *Valvulineria complanata* (CUSH.), *Uvigerina* sp., oltre a Textularidi e scarsi Rotalidi.

Proseguendo nella serie, i campioni successivi comprendono, oltre ad alcune delle forme già citate:

Globorotalia mayeri (CUSH. e ELLISOR), *Gl. scitula* (BRADY), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* (D'ORBIGNY) fra le forme planctoniche e *Anomalina grosserugosa* (GÜMBEL), *Bulimina ovata* D'ORB., *Cibicides ungerianus* (D'ORBIGNY), *Lenticulina cultrata* MONTF., *Marginulina hirsuta* D'ORB., *Nonion soldanii* (D'ORB.), *Plectofrondicularia sp.*, *Uvigerina auberiana* D'ORB. e talora grandi forme agglutinanti (Lituolidi) fra quelle bentoniche. Abbondano talora radiolari e spicole di spugna; in qualche caso sono presenti rari ostracodi.

L'età della parte basale dei sedimenti descritti, trasgressivi sulle formazioni alloctone e sui *calcari cristallini* è Langhiano, probabilmente medio-superiore, cui segue un sicuro Serravalliano documentato dalla presenza delle orbuline. Pertanto anche nella zona di Monte Salursi - Monte Carruozzo l'età della sedimentazione terrigena trasgressiva sui calcari è precedente alla comparsa delle orbuline.

Anche più a sud, ad est di Muro Lucano, nelle intercalazioni argillo-siltose della parte basale dei sedimenti arenacei si rinvengono microfaune attribuibili al Langhiano medio-superiore. In particolare nella zona di Sorgente Ficocchia abbiamo riscontrato la seguente associazione:

Globorotalia acrostoma WEZEL, *Gl. continuosa* BLOW, *Gl.* aff. *mayeri* (CUSH. e ELLISOR), *Gl. scitula gigantea* BLOW, *Globigerina concinna* REUSS, *Gl. globularis* ROEMER, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMANN, PARR e COLLINS), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. trilobus* (REUSS).

Nel benthos sono determinabili:

Cibicides boueanus (D'ORB.), *C. pseudoungerianus* (CUSH.), *Gyroidina soldanii altiformis* STEWART R. E. e K. C., *Haplophragmoides* sp., *Nodosaria* sp., *Osangularia lens* BROTZEN, *Plectofrondicularia concava* LIEBUS, *Uvigerina auberiana attenuata* CUSH. e RENZ, *Valvulineria bradyana* (FORN.) oltre a rari *Elphidium* e *Lenticulina*. Talvolta abbondano i radiolari e le spicole di spugna.

2. 2. *Laviano.*

Lungo i tornanti della S.S. 81, Valle del Sele, nei pressi del paese di Laviano, affiorano concordanti sul substrato depositi miocenici già descritti da SELLI 1957, caratteristici della trasgressione preorogenetica.

Il substrato è costituito da calcareniti e calciruditi a cemento spatico di età Cretacico superiore-Paleocene. I depositi miocenici sono costituiti alla base da calcareniti o più raramente calciruditi con intercalazioni marnose; verso l'alto i sedimenti diventano più sottili

e più abbondante il materiale marnoso. Questi depositi sono ben stratificati, lo spessore degli strati si riduce gradualmente verso l'alto: alla base è di circa 30-40 cm; meno di un decimetro alla sommità. Nella parte alta di questa successione è presente inoltre materiale terrigeno. Lo spessore di questa successione è di circa 20-25 m. (fig. 14).

Roy, *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich e Tappan.

Nel benthos sono frequenti foraminiferi agglutinanti anche di grandi dimensioni, *Buliminidae* (varie specie di *Stilostomella*, *Bolivina*, *Uvigerina*) *Gyroidina*, *Amphistegina*, *Cibicides*, etc.

Queste associazioni presentano una spiccata

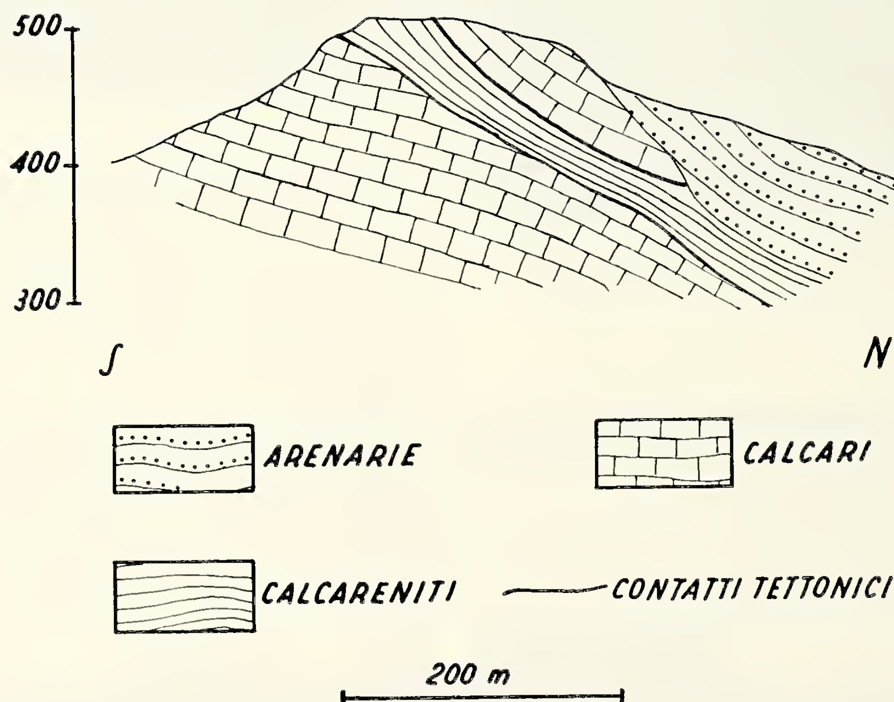


Fig. 14. — Sezione geologica schematica nella zona di Laviano.

Nelle intercalazioni marnose della porzione terminale sono presenti associazioni microfaunistiche caratterizzate dall'abbondanza di spicole di spugna, radiolari, foraminiferi e frammenti vari, intensamente spatizzati e a volte tettonizzati. È stato possibile determinare le seguenti forme planctoniche:

Globorotalia cfr. *acrostoma* Wezel, *Gl. obesa* Bolli, *Globigerina* cfr. *prasaepis* Blow, *Gl. venezuelana* Hedberg, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr e Collins), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Gl. t. immaturus* Le

affinità oligo-aquitaniana e possono essere attribuite tutt'al più ad un Langhiano inferiore per la presenza di *G. trilobus*, *Gl. dehiscens* e *C. stainforthi*.

L'età della trasgressione preorogenetica in quest'area è pertanto da attribuire al Langhiano, probabilmente inferiore; infatti è appena il caso di far notare l'assenza sia del *Globigerinoides bisphericus* che delle preorbuline, forme tipiche del Langhiano medio-superiore.

A luoghi al di sopra di queste calcareniti si ritrovano blocchi di calcari mesozoici; sopra

i blocchi di calcari o direttamente sulle calcareniti, talora discordanti, talora apparentemente concordanti, vi sono puddinghe mal stratificate a matrice arenacea passanti ad arenarie grossolane. Nelle puddinghe sono intercalate piccole lenti di materiale marnoso argilloso. La successione continua con arenarie grossolane cui sono intercalati livelli lenticolari di puddinghe poligeniche con abbondante matrice arenacea. In queste arenarie si rinvengono blocchi della serie carbonatica mesozoica di dimensioni da poche centinaia a molte migliaia di metri cubi e terreni alloctoni (Wildflysch).

Nelle lenti di sedimento marnoso-argilloso intercalato nelle puddinghe basali sono state rinvenute alcune forme planctoniche tra cui è stato possibile riconoscere:

Globigerina falconensis Blow, *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. trilobus* (Reuss) oltre a tipici esemplari di *Globoquadrina dehiscens* (Chapmann, Parr e Collins). Del tutto assenti sembrano le orbuline e le preorbuline; rare e indeterminabili le globorotalie del gruppo *opima-continuosa.*

Benchè scarsa e non sempre in perfetto stato di conservazione questa microfauna permette di attribuire i terreni in cui è stata riscontrata al Langhiano. In questa successione sono presenti comunque degli esemplari di *Gl. bisphericus* che non sono stati riscontrati nell'intervallo marnoso delle calcareniti di Laviano anzidescritte. È riscontrabile quindi una differenza di età nei termini della trasgressione preorogenetica (calcareniti di Laviano) e quella della trasgressione sinorogenetica sovrastante.

2.3. *Zona ad Est dell'abitato di Laviano.*

Qualche centinaia di metri ad est dell'abitato di Laviano, nei pressi del cimitero del paese e immediatamente prima del ponte (fig. 15), affiorano sedimenti miocenici che poggiano con contatto stratigrafico sui calcari mesozoici costituenti un grosso blocco « imballato » nelle arenarie (figg. 16-17). I sedimenti basali miocenici sono costituiti da una calcirudite gradata, dello spessore di circa 30 cm, cui seguono arenarie mal cementate a grana grossa, con ciottoli di calcari della serie carbonatica mesozoica e delle Argille Varicolori, per uno spessore di circa 120 cm e una alternanza di argille siltose e siltiti straterellate con arenarie a grana media e fine a laminazione parallela; ricompaiono quindi argille, argille siltose e siltiti straterellate e ancora arenarie grossolane mal stratificate o in banchi con intercalazioni di argille siltose. Tutta la successione ha uno spessore di una dozzina di metri.

Nelle argille siltose e nelle siltiti sono stati prelevati numerosi campioni nei cui residui di lavaggio sono stati rinvenuti oltre a radiolari e frammenti di calcite, rari e mal conservati foraminiferi, tra cui:

Globorotalia aff. *mayeri* (Cush. e Ellisor), *Globigerina venezuelana* Hedberg, *Gl.* sp., *Globoquadrina dehiscens* (Chapmann, Parr e Collins), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. trilobus* (Reuss), *Gl. t. sacculifer* (Brady), *Praeorbulina transitoria* (?) (Blow), oltre a globorotalie del gruppo *opima-continuosa.*

Sono presenti anche forme bentoniche, tra cui *Nonion soldanii* (D'Orb.), *Lenticulina* cfr. *cultrata* (Montf.), Lituolidi, Buliminidi, etc.

Del tutto assenti in questi sedimenti basali le orbuline; dubitativa la presenza di *Praeorbulina.* Anche in questo caso l'età è Langhiano.

Nella zona di Monte Marzano in conclusione i terreni basali della trasgressione sinorogenetica sono sempre di età langhiana e le associazioni microfaunistiche in essi contenuti appartengono sempre a cenozone precedenti la comparsa dell'*orbulina* nonchè delle preorbuline.

2.4. *Torrente Pazzano.*

Alle pendici occidentali di Monte Castello nel gruppo del Monte Marzano, in località villa Cardone, nel fosso scavato dal Torrente Pazzano si rinvengono in trasgressione, contro una superficie di faglia, sedimenti terrigeni miocenici (fig. 18). Questi depositi sono stati già descritti da Ardigò 1968 e da De Riso 1968, ma questi autori non parlano esplicitamente di contatti trasgressivi tra sedimenti mesozoici e quelli miocenici, nè danno indicazioni cronostratigrafiche.

Il substrato è rappresentato da calcari del Cretacico superiore a rudiste ai quali sono intercalati calcareniti e calciruditi a cemento spatico (*calcari pseudosaccaroidi*); si tratta cioè di una facies di transizione della piattaforma carbonatica verso bacini più aperti (Pescatore, 1967).

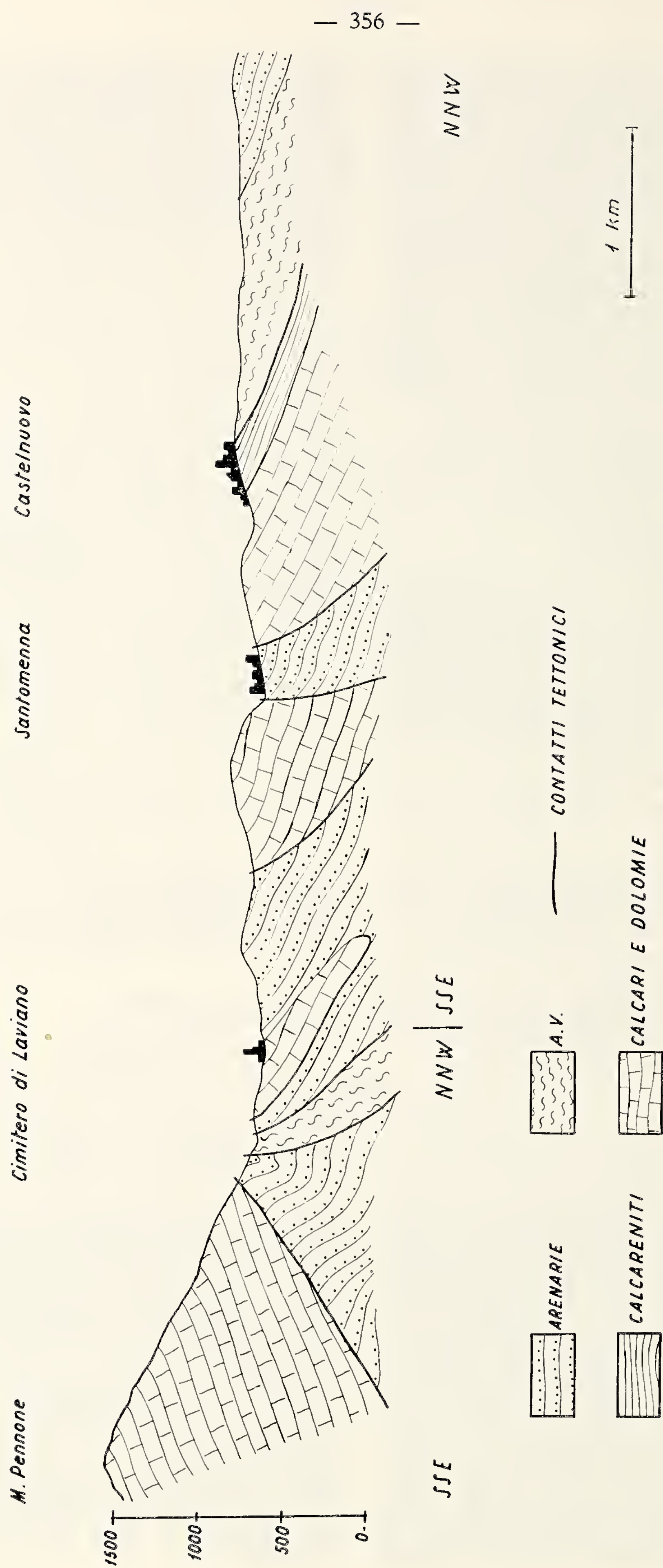


Fig. 15. — Sezione geologica schematica nella zona ad est di Laviano.

I sedimenti basali della trasgressione miocenica poggiano sopra un piano di faglia in discordanza col piano stesso; sono costituiti da conglomerati calcarei a scarsa matrice arena-

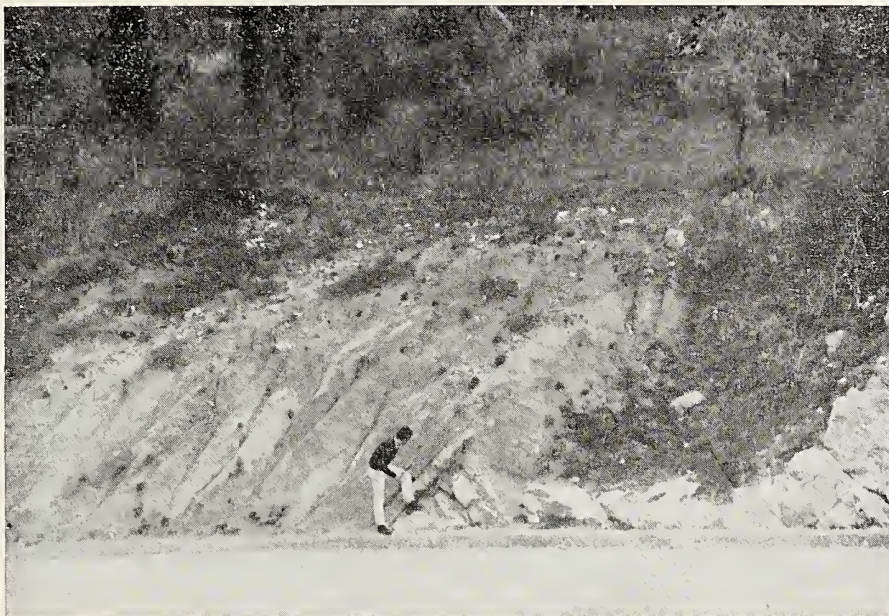


Fig. 16. — Contatto stratigrafico tra un blocco di calcari mesozoici e le arenarie. Il contatto è marcato da una calcirudite dello spessore di circa 30 cm.
Località Cimitero di Laviano.



Fig. 17. — Contatto tettonico tra arenarie e un blocco di calcare dolomitico mesozoico.
Località Cimitero di Laviano.

cea, gli elementi sono in genere spigolosi o poco arrotondati e di dimensioni molto variabili con volumi fino al metro cubo. I conglomerati basali si presentano in strati con spessore rapidamente variabile, più precisamente con spessore minore verso la parte alta e maggiore alla base, si tratta cioè di sedimenti clinostratificati deposti al piede di una scarpata (falesia). Gli elementi di questi conglomerati sono riferibili ai calcari della serie carbonatica mesozoica. Intercalati ad essi si rinvengono occasionalmente piccole lenti di argille siltose o arenarie. Lo spessore di questi depositi grossolani è di circa 15 metri. Queste ruditi pas-

sano rapidamente verso l'alto e lateralmente a depositi psammitici. I depositi laterali ai conglomerati sono costituiti da sabbie arcosico-litiche poco classate e con matrice siltoso argillosa; si presentano non stratificate o mal stratificate, contengono coralli, lamellibranchi (*Ostrea*, *Pecten*), briozoi, gasteropodi (*Conus*), coralli individuali, ecc. Si tratta di depositi sublittorali deposti non lontano dalla costa.

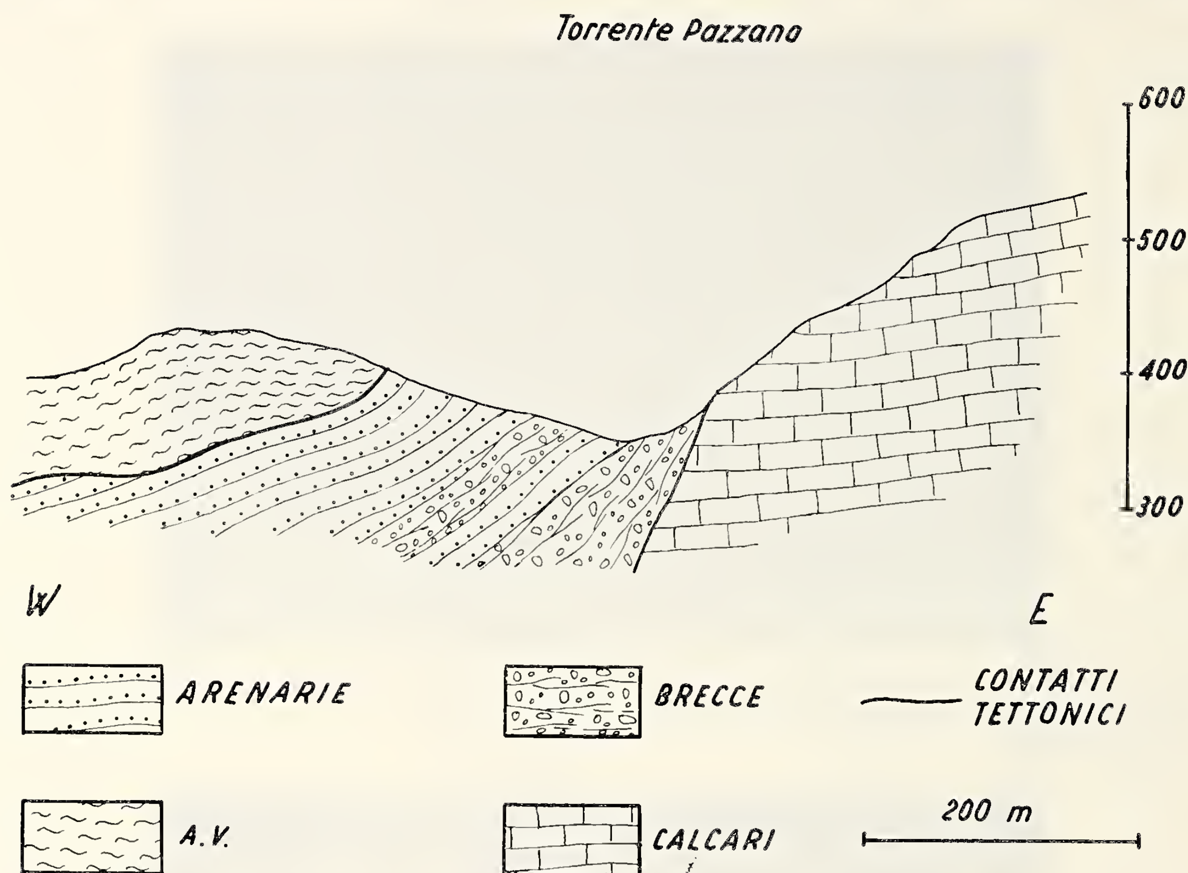


Fig. 18. — Sezione geologica schematica attraverso il torrente Pazzano.

Superiormente ai conglomerati e alle sabbie si ritrovano arenarie mal cementate e ben stratificate con intercalazioni ritmiche di materiale siltoso ed argilloso.

Negli strati arenacei sono presenti spesso ciottoli calcarei e spigoli vivi, talvolta blocchi di dimensioni fino al m^3. Talora gli strati, lenticolari e con laminazione obliqua, costituiscono il riempimento di canali d'erosione; talora negli strati vi sono strutture tipiche delle colate di fango. Dalle caratteristiche sedimentologiche si può dedurre che si tratta di una successione, deposta in un ambiente che si approfondisce rapidamente in condizioni di instabilità tettonica, i cui termini basali si sono deposti in un ambiente infralittorale prossimo alla costa e i sommitali sono più tipicamente circalittorali o epibatiali.

Alla base della successione nelle lenti di materiale argilloso-siltoso si sono rinvenute microfaune alquanto ricche e in buono stato di conservazione. Il plancton è sempre più abbondante del benthos e contiene:

Globorotalia acrostoma Wezel, *Gl. peripheroronda* Blow e Banner, *Gl. scitula praescitula* Blow, *Globigerina concinna* Reuss, *Gl. falconensis* Blow, *Globoquadrina altispira* (Cush e Jarv.), *Gl. dehiscens* (Chapman, Parr e Collins), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. diminutus* Bolli, *Gl. trilobus* (Reuss), *Gl. t. sacculifer* (Brady), *Praeorbulina glomerosa* (Blow), *P. transitoria* (Blow).

Fra le forme bentoniche citiamo:
Amphistegina sp., *Bolivina reticulata* Hantk., *Bolivina* spp., *Elphidium macellum* (Ficht. e

Moll), *E.* aff. *crispum* (Linnè), *Hopkinsina bononiensis* (Forn.), *Plectofrondicularia diversicostata* Neug., *Uvigerina* sp., etc.

L'età di queste associazioni è Langhiano medio-superiore.

Nei campioni successivi è possibile notare accanto alle forme succitate la presenza delle orbuline. L'elenco completo dei foraminiferi planctonici è il seguente:

Globorotalia peripheroronda Blow e Banner, *Gl. continuosa* Blow, *Gl. mayeri* (Cush. e Ellisor), *Globigerina concinna* Reuss, *Gl. falconensis* Blow, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr e Collins), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. trilobus* (Reuss), *Gl. t. immaturus* Le Roy, *Gl. t. sacculifer* (Brady), *Praeorbulina transitoria* (Blow), *Orbulina bilobata* (D'Orb.), *O. suturalis* Brönnimann, *O. universa* D'Orb., *Globigerinita glutinata* (Egger).

Alle forme bentoniche già presenti nei termini basali della successione e dianzi elencate si aggiungono:

Elphidium crispum (Linnè), *Marginulina hirsuta* D'Orb., *Siphonodosaria verneuili* (D'Orb), *Pullenia bulloides* D'Orb., grandi Lituolidi, etc.

Le analisi micropaleontologiche di queste associazioni di foraminiferi ci permettono quindi di attribuire i sedimenti che le contengono al Serravalliano, e molto probabilmente alla parte inferiore di questo piano.

3. Monti Picentini.

Ad est della direttrice Avellino-Salerno fino alle valli del Temete e del Sele si erge il gruppo montuoso dei Monti Picentini s.l. La serie mesozoica, continua dal Trias al Cretacico, presenta caratteristiche tipiche di depositi della piattaforma sud-appenninica senza lacuna medio-cretacica, con facies di transizione e sul versante tirrenico e su quello adriatico, e con facies di retroscogliera nella zona centrale. Nella porzione meridionale del gruppo, nella zona di Giffoni Vallepiana e di Campagna, sono state riconosciute due finestre tettoniche, delle quali si discuterà in seguito, che mostrano la traslazione verso l'Adriatico della Piattaforma carbonatica.

I sedimenti terrigeni della trasgressione miocenica sinorogenetica bordano non soltanto i margini adriatici di questo gruppo, dalle aree a nord del Terminio a quelle a nord del Cervialto, ma si rinvengono anche in conche tettono-carsiche nell'interno del massiccio. È da notare anche qui che le facies dei depositi miocenici nelle aree marginali del massiccio calcareo sono in genere più pelagiche rispetto a quelle che si rinvengono nel massiccio stesso. L'età dei sedimenti basali nelle aree marginali è langhiana, invece i sedimenti delle zone interne al massiccio sono serravalliani; i sedimenti marginali inoltre sono debolmente discordanti sul substrato mentre quelli delle aree interne in genere sono fortemente discordanti. Si ripetono cioè le situazioni osservate a Monte Marzano.

La successione dei terreni nelle zone marginali al Terminio Tuoro è data da depositi prevalentemente arenacei, nei quali sono inglobati tettonicamente sia blocchi della serie carbonatica sia masse alloctone delle Argille Varicolori. Variazioni di facies nei termini terrigeni si hanno in prevalenza nella parte alta della successione, in connessione con la messa in posto delle Argille Varicolori; i terreni sommitali sono costituiti da argille e argille siltose del Tortoniano inferiore (area di Lapio). Una estesa colata di Argille Varicolori s.l. tronca i sedimenti terrigeni miocenici.

Variazioni di facies alquanto marcate si hanno invece nei sedimenti terrigeni che si rinvengono nell'interno dei massicci calcarei, testimoniando un ambiente di sedimentazione in genere neritico infralittorale e con morfologia molto movimentata. Al di sopra dei sedimenti di questo ciclo si rinvengono i depositi del ciclo del Messiniano-Pliocene inferiore (Coppa De Castro, Moncharmont Zei e al., 1970).

Nelle zone meridionali, marginali al Cervialto, le coltri alloctone sono invece molto diffuse e potenti; si tratta come al solito non soltanto di argille scagliettate rosse e verdi con pezzame vario, ma anche di successioni stratificate della potenza di centinaia di metri, costituite da un'alternanza di calcareniti o calciruditi e marne rosse riferibili al *flysch rosso*, come quella sulla quale è costruito il paese di Nusco e quella dello sperone di Cresta del Gallo. A nostro avviso questi pacchi litoidi che si rinvengono nelle Argille Varicolori costituiscono brandelli di una successione deposta in un bacino di sedimentazio-

ne tirrenico e che ha « viaggiato » con le Argille Varicolori fino a raggiungere l'attuale posizione. È da dire che in tutta l'avanfossa appenninica ritroviamo facies simili, a luoghi in pacchi litoidi ben conservati a luoghi fortemente tettonizzati e caoticizzati. Non ci sembra possibile considerare queste *Placche flysciodi* deposte in sito mediante un *accumulo caotico selezionato*, ossia come un *olistostroma* come prospettano Ardigò e altri Autori, e perchè questi sedimenti hanno una definita successione di litotipi e di biozone e perchè non sono intercalati stratigraficamente nelle Argille Varicolori ma sono imballati tettonicamente in esse, tanto che, a luoghi, sedimenti riferibili alla formazione di *Corleto Perticara* si rinvengono anche rovesciati in una sequenza terrigena miocenica in successione normale (v. zona Monte Salursi - Monte Carruozzo).

Vengono descritte in particolare le zone del Montagnone di Nusco e di Piano Sazzano e Fontana Canale nel gruppo del Cervialto; zona marginale la prima, interna la seconda; e le zone di Castelvetere (sul Calore) - Lapio, di Vulturara Irpina e S. Marco per il massiccio del Terminio Tuoro, la prima sul bordo nord-orientale, le altre all'interno.

3. 1. *Zona del Montagnone di Nusco.*

Anche sui bordi orientali del gruppo dei monti Picentini i sedimenti arenacei miocenici e le Argille Varicolori vengono a contatto con il « *massiccio calcareo* », ed anche in quest'area è possibile riconoscere un originario contatto stratigrafico tra i depositi della serie carbonatica e i depositi terrigeni miocenici (fig. 19).

Precisamente nel versante settentrionale del Montagnone di Nusco in località Laudello si osserva che sui calcari a rudiste del Cretacico superiore poggiano, con contatto stratigrafico discordante, brecce e puddinghe a matrice arenacea generalmente poco abbondante; gli elementi di questi conglomerati sono dati in prevalenza da calcari della serie carbonatica e da altri litotipi delle Argille Varicolori. Seguono quindi depositi terrigeni più fini (argille, argille siltose e arenarie) e estese masse di materiale alloctono in giacitura caotica che troncano localmente la successione.

In quest'area le Argille Varicolori sono molto estese in affioramento e i depositi arenacei sembrano costituire delle potenti intercalazioni nel materiale alloctono; anche qui nei termini basali arenacei sono inglobati blocchi di calcari mesozoici.



Fig. 19. — Contatto stratigrafico tra un blocco di calcare mesozoico e le arenarie. *Località Montagnone di Nusco.*

Non è possibile precisare ulteriormente l'età di questi sedimenti miocenici perchè non è stata rinvenuta fauna significativa.

3. 2. *Piano Sazzano e Fontana Canale.*

In località Piano Sazzano (2 km a nord del M. Cervialto) nei pressi della Fontana della Preda, affiorano depositi sabbiosi e argillosi con lenti di materiale alloctono (Argille Varicolori). Presumibilmente questi depositi sono trasgressivi discordanti su calciruditi e calcareniti a frammenti di rudiste affioranti nei pressi della Fontana stessa. Le arenarie sono mal stratificate, e talora poco cementate.

Le forme plactoniche qui rinvenute sono: *Globorotalia mayeri* (CUSH. e ELLISOR), *Globoquadrina altispira* (CUSH. e JARVIS), *Gl. dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. trilobus* (REUSS), *Gl. t. immaturus* LE ROY, *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *P. transitoria* (BLOW), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORB.

Il benthos è rappresentato da molte specie tra cui *Bulimina costata* D'ORB., *Lenticulina vortex* (FICHT. e MOLL), *Nonion soldanii* (D'ORB.), uvigerine, gyroidine, etc.

L'età è Serravalliano.

In località Fontana Canale (1 km a ovest di Caposele) affiorano placche di arenarie grossolane con livelli siltosi e argillosi trasgressivi sul mesozoico. Anche in questa località come in molte altre già descritte il residuo organico quando presente è in pessime condizioni di conservazione. Le forme sicuramente riconosciute sono:

Globorotalia cfr. *acrostoma* WEZEL, *Gl. continuosa* BLOW, *Gl. mayeri* (CUSH. e ELLISOR), *Globigerina* sp., *Globoquadrina altispira* (CUSH. e JARVIS), *Gl. dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. trilobus* (REUSS), *Gl. t. sacculifer* (BRADY), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN.

L'età è probabilmente Serravalliano: manca comunque la *O. universa* D'ORB.

Sul massiccio calcareo dei Monti Picentini si ritrovano di frequente, ma in limitati affioramenti, depositi arenacei o argillosi miocenici talora trasgressivi, come ad esempio nella zona di F. Laganella.

Non sempre è possibile giungere a datazioni precise di questi affioramenti; a nostro avviso essi dovrebbero essere correlati con quelli affioranti a Piano Sazzano e Fontana Canale. Precisiamo però che le faune rinvenute contengono *Glob. mayeri* (CUSH. e ELLISOR), *Glob. bispericus* TODD, *Elphidium* cfr. *crispum* (LINNÈ) ma nessuna *Orbulina* s.s.

3. 3. *Castelvetere - Lapio.*

Alle pendici orientali di Monte Civitelle (versante orientale di Monte Tuoro) si nota l'appoggio stratigrafico dei sedimenti terrigeni della trasgressione sinorogenetica sui depositi mesozoici di piattaforma (fig. 20). Le arenarie sono a grana grossa, in genere mal stratificate, con intercalazioni di puddinghe nella parte prossima al contatto. Seguono arenarie a grana fine, ben stratificate e con abbondanti frustoli vegetali, e arenarie a grana grossa, con ciottoli calcarei (calcari oolitici) della serie mesozoica, con rare intercalazioni di marne siltose. In questi depositi sono imballati grossi blocchi della serie mesozoica di dimensioni variabili dal metro cubo (zona di Pietra Pezza) fino al milione di metri cubi (zona di Montemarano).

Proprio nell'abitato di Montemarano in uno scasso per fondazioni è chiaramente visibile l'appoggio di materiale siltoso argilloso in straterelli sui calcari mesozoici del Giurassico superiore-Cretacico inferiore. La superficie di appoggio è erosa e arrossata, le siltiti riempiono le cavità del calcare sottostante con appoggio stratigrafico che si modella sulle asperità del substrato.

La successione continua superiormente con arenarie a laminazione parallela o più raramente a laminazione obliqua. Alla base di uno strato arenaceo sono stati rinvenuti calchi di docce di erosione e calchi di solchi di trascinamento; la direzione di scorrimento della corrente desunta da queste impronte è da sud-est.

Nell'abitato di Montemarano affiora inoltre una colata di sabbia, che riempie un canale di erosione nelle sottostanti arenarie, profondo e largo alcuni metri; la colata è formata da pezzame litoide vario arrotondato e non, e da irregolari zolle argillose o argillo-siltose, immersi caoticamente in una matrice sabbioso-siltosa; il pezzame proviene dalle Argille Varicolori e dalla piattaforma carbonatica.

La sedimentazione diventa successivamente

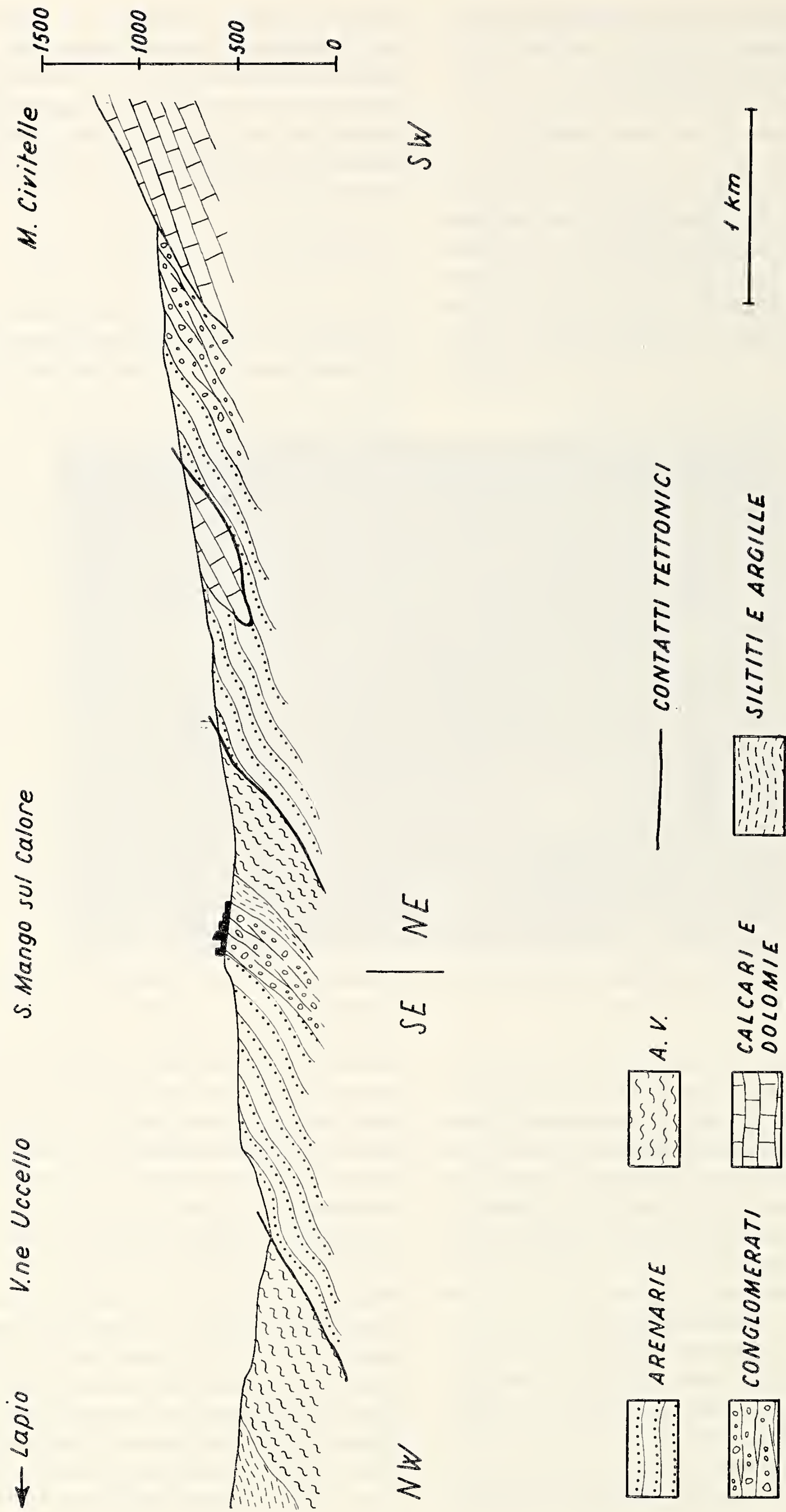


Fig. 20. — Sezione geologica schematica nella zona Castelvetere - Lapio.

più grossolana con arenarie a grana grossa e conglomerati a ciottoli poligenici per lo più arrotondati; questi depositi si presentano non stratificati o mal stratificati. In queste arenarie sono inglobati blocchi di calcari mesozoici di dimensioni variabili da qualche metro cubo a molte migliaia di metri cubi. La messa in posto di queste masse calcaree è da attribuirsi a fenomeni di scivolamento gravitativo durante la sedimentazione terrigena in un bacino tettonicamente instabile (Wildflysch). Queste masse « franando » incidevano più o meno marcatamente il substrato a seconda delle loro dimensioni e velocità, successivamente, venivano ricoperte dai sedimenti terrigeni normali del bacino. Tale giacitura dei blocchi calcarei è ben evidente fra l'altro nella zona di Pietra Macchia (fig. 21).



Fig. 21. — Blocco di calcare mesozoico intercalato tettonicamente nelle arenarie (Wildflysch). *Località Pietra Macchia.*

In queste arenarie si osservano inoltre (zona di Pietra Macchia) intercalazioni di calcari marnosi e marne più o meno arenacee e con laminazione obliqua; in questi sedimenti si rinvengono faune eoceniche. Si dovrebbe trattare di materiale risedimentato, dato che è intercalato stratigraficamente nei sedimenti miocenici, anche se non si può escludere con assoluta sicurezza che si tratti di un pacco di strati di materiale alloctono messo in posto e intercalato ai sedimenti normali del bacino.

Nella successione compaiono quindi estese masse di Argille Varicolori costituite prevalentemente da argille grigio ferro con fiamme rosse e verdi che inglobano pezzame vario per lo più a spigoli vivi: calcari marnosi siliciferi tipo « pietra paesina », calcareniti, diaspri, marne, arenarie, etc. La argille si presentano per lo più suddivise in minute scagliette. Questo materiale alloctono costituisce delle intercalazioni irregolari i cui affioramenti sono allungati nelle zone prossime ai massicci calcari e si vanno allargando in masse estese e potenti nelle aree più distanti. Le Argille Varicolori riempiono talora profondi canali di erosione incisi nel materiale sottostante.

Sul materiale alloctono, nei pressi dell'abitato di S. Mango sul Calore, poggiano alcuni metri di argille grigie serravalliane ben stratificate con abbondanti ciottoli di varia natura litologica (*pebbly mudstone*) (fig. 22) e quindi oltre un centinaio di metri di puddinghe poligeni-

che a matrice arenacea con stratificazione più o meno distinta; nei sedimenti ruditici, sui quali è costruito il paese di S. Mango sul Calore, sono intercalate rare lenti argillose e sabbiose. Gli elementi delle puddinghe derivano dal materiale litoide delle coltri sottostanti, non si sono notati invece ciottoli calcarei della serie rautoctoni scivolati nell'area a sedimentazione argillosa.

La successione termina, troncata da una più estesa falda di Argille Varicolori, al di sotto dell'abitato di Lapio, con depositi argillosi del Tortoniano inferiore che in parte poggiano sul materiale alloctono sottostante.



Fig. 22. — Argille Varicolori. Notare la tessitura caotica con pezzame litoide di varia natura. La parte alta dell'affioramento è data da depositi argillosi senza pezzame e con microfauna serravalliana. *Località S. Mango sul Calore.*

carbonatica. La deposizione di questi sedimenti avveniva mediante frane sottomarine (colate di sabbia) che inglobavano ciottoli vari.

Al di sopra di questi conglomerati, sui quali sorge il paese di S. Mango sul Calore, con passaggi graduali verso l'alto e lateralmente compaiono nella serie arenarie, argille e argille marnoso-siltose nelle quali sono ancora intercalate, a più livelli, masse irregolari di Argille Varicolori. In depositi argillosi, sotto l'abitato di Lapio, sono intercalate arenarie tipo molasse che possono essere interpretate o come rapide variazioni di facies rispetto alle argille o, più probabilmente, come blocchi pa-

Lo spessore totale della successione descritta, molto difficile da valutare, è fortemente variabile a seconda della potenza delle lenti di Argille Varicolori intercalate; si dovrebbe aggirare comunque intorno al migliaio di metri (fig. 23).

Nella zona a nord e a nord-ovest dei M. Picentini è stato possibile riconoscere con maggiore dettaglio la biostratigrafia dei sedimenti terrigeni miocenici. La successione è pressochè continua da Montemarano a Lapio per una potenza complessiva (come già accennato) di oltre un migliaio di metri. In tale successione non sono rari gli straterelli o le lenti

di argilla per lo più siltosa, che sono stati ampiamente campionati e sottoposti ad accurate analisi micropaleontologiche.

Le microfaune studiate, ricche di forme planctoniche, hanno rivelato la presenza di cenozone la cui età va dal Langhiano al Tortoniano.

I termini più bassi affiorano ad est di M. Castelluccio (Castelvetere) e nell'abitato di Montemarano, dove un primo gruppo di campioni ha dato la seguente associazione di foraminiferi planctonici:

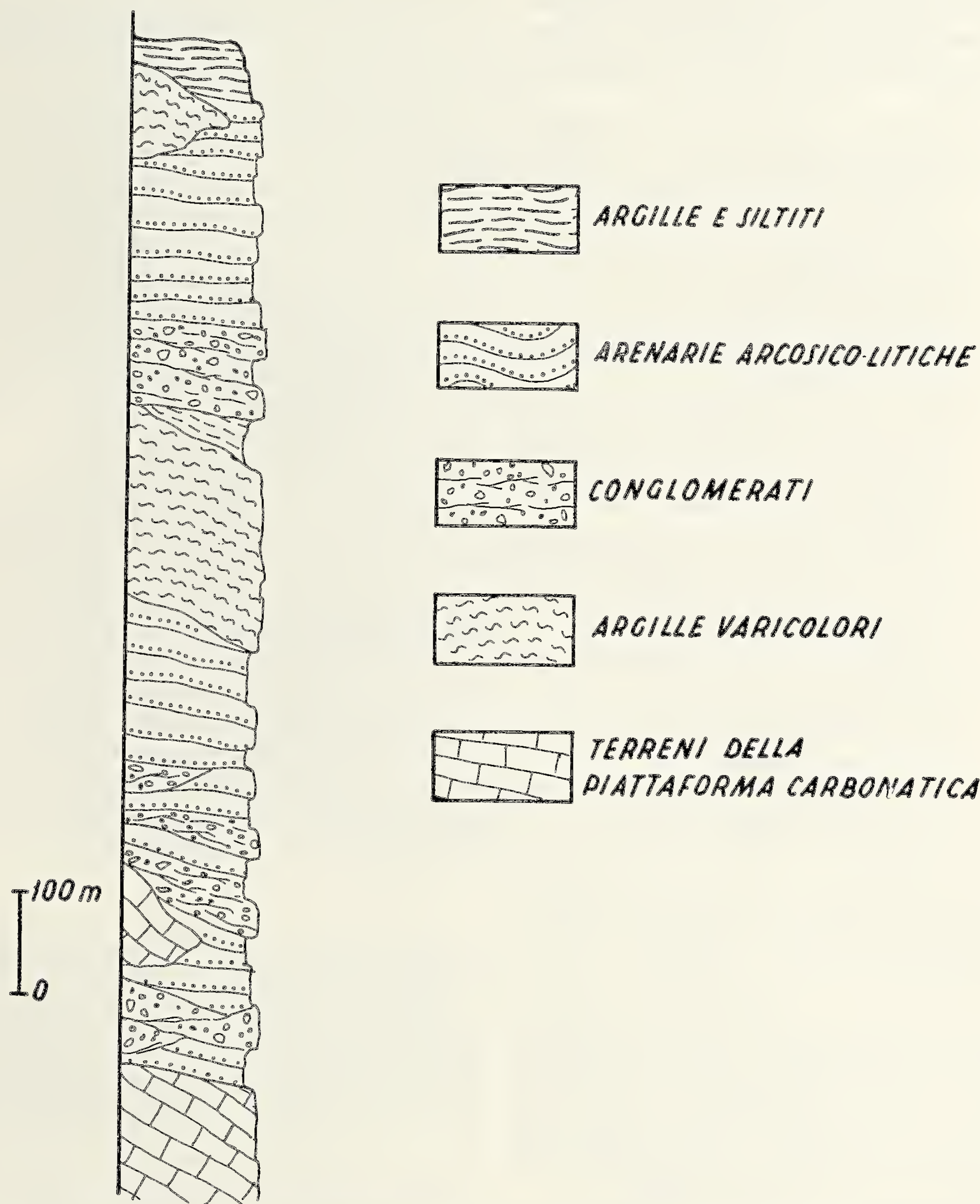


Fig. 23. — Colonna stratigrafica della successione terrigena miocenica nella zona Castelvetere sul Calore-Lapio.

Globorotalia acrostoma WEZEL, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Gl. langhiana* CITA e GELATI, *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. trilobus* (REUSS), *Gl. t.*

immaturus LE ROY, *Catapsydrax* sp. ed altre piccole forme di *Globigerina* e globorotalie del gruppo *Gl. opima-continuosa*.

Il benthos è composto tra l'altro da:

Bulimina costata D'ORB., *Cibicides pseudoungerianus* (CUSH.), *Nonion soldanii* (D'ORB.), *Plectofrondicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Uvigerina attenuata* CUSH. e EDW., *Valvulineria* sp., e Lituolidi.

L'età di questa porzione di serie è Langhiano, probabilmente medio-superiore.

Nei campioni successivi, raccolti tra Castelvetere e S. Mango sul Calore non si riscontrano notevoli variazioni nella composizione microfaunistica ad eccezione della comparsa, tra i foraminiferi planctonici, del gen. *Praeorbulina*. L'associazione è alquanto povera di generi e specie e costituita da:

Globorotalia acrostoma WEZEL, *Gl. mayeri* (CUSH. e ELLISOR), *Globigerina falconensis* BLOW, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *P. transitoria* (BLOW) a cui si accompagna una frazione di benthos pari al 15/25% e comprendente:

Cibicides pseudoungerianus (CUSH.), *Gyroidina soldanii altiformis* STEWART R. E. e K. C., *Lagena striata* (D'ORB.), *Lenticulina* aff. *calcar* (LINNÈ), *L. helena* (KARRER), *L. peregrina* (SCHW.), *Nodosaria longiscata* D'ORB., *N. ovicula* D'ORB., *Nonion soldanii* (D'ORB.).

Mancano quindi le orbuline, ma abbondano le forme preorbulina per cui l'associazione pur essendo stratigraficamente più alta di quella più su descritta, è attribuibile sempre ad un Langhiano medio-superiore.

Dopo un ampio intervallo prevalentemente arenaceo si rinvengono nuovamente termini argillo-siltosi ben fossiliferi nei pressi dell'abitato di S. Mango sul Calore; anche qui il plancton è pari all'80-90% dell'intera microfauna, e si presenta più ricco di generi e specie come risulta dal seguente elenco:

Hastigerina siphonifera (D'ORB.), *Globorotalia continuosa* BLOW, *Globorotalia mayeri* CUSH. e ELL., *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN e STAINF., *Globorotalia scitula* BRADY, *Globorotalia scitula praescitula* BLOW, *Globigerina falconensis* BLOW, *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN e JARV.), *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR e COLL.), *Globigerinoides trilobus immaturus* LE ROY, *Orbulina bilobata* D'ORB., *Orbulina suturalis* BRÖNN., *Orbulina universa* D'ORB., *Catapsydrax stainforthi* BOLLI.

Anche il benthos si arricchisce di nuovi generi e specie, tra cui abbiamo determinato:

Alveolophragmium sp., *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Anomalina helicina* COSTA, *Bolivina* cfr. *beyrichi* REUSS, *Bulimina affinis* D'ORB., *Bulimina costata* D'ORB., *Bulimina* cfr. *fusiformis* WILL., *Bulimina pupoides* D'ORB., *Cassidulina carinata* SILV., *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Cibicides lobatulus* (WALK. e JAC.), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSH.), *Cassidulina* sp., *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Elphidium macellum* (FICHT. e MOLL.), *Eponides umbonatus stellatus* (SILV.), *Gyroidina girardana* (REUSS), *Gyroidina laevigata* D'ORB., *G. soldanii altiformis* STEWART R. E. e K. C., *Haplophragmoides* sp., *Lenticulina peregrina* (SCHW.), *Marginulina hirsuta* D'ORB., *Nodosaria longiscata* D'ORB., *Melonis soldanii* (D'ORB.). *Osangularia lens* BROTZEN, *Planulina renzi* CUSH. e STAINF., *Planulina wullerstorfi* (SCHW.), *Plectofrondicularia concava* LIEBUS, *Pullenia bulloides* (D'ORB.), *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Siphonodosaria verneuili* (D'ORB.), *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Stilostomella monilis* (SILV.), *Uvigerina auberiana* D'ORB., *Uvigerina barbatula* MACF., *Uvigerina rutila* CUSH., *Valvulineria bradyana* (FORN.), *Vulvulina pennatula* (BATSCH).

L'associazione delle forme planctoniche è attribuibile alla parte bassa del Serravalliano.

La serie dei sedimenti terrigeni prosegue verso nord-ovest ed in essa si rinvengono ancora livelli argillosi abbondantemente fossiliferi (2). In questi campioni il rapporto plancton/benthos si sposta nettamente a favore di quest'ultimo; in esso abbondano inoltre i generi caratteristici di habitat profondo. Le associazioni a foraminiferi planctonici possono essere correlate successivamente con le Subzone a *Globi-*

(2) Le analisi micropaleontologiche dei campioni relativi a quest'ultimo intervallo della serie stratigrafica Castelvetere - S. Mango - Lapio sono state eseguite da M. G. DE CASTRO COPPA in: DE CASTRO COPPA, MONCHARMONT ZEI, e al., 1970. Rimandiamo pertanto a tale lavoro per maggiori dettagli.

gerinoides obliquus/Globorotalia lenguaensis e *Globorotalia ventriosa/Globigerina nepenthes* di CATI F., COLALONGO M. L., e altri, 1968, oppure con le Zone a *Globorotalia mayeri/Globorotalia lenguaensis* e *Globorotalia mayeri/Globigerina nepenthes* di CITA M. B e PREMOLI SILVA I., 1968, e pertanto databili come Serravalliano superiore e Tortoniano.

Con queste ultime biozone termina, in località Perazze a sud di Lapio, la successione stratigrafica terrigena di questo ciclo. Tale successione inizia quindi con termini attribuibili ad un Langhiano medio-superiore e prosegue in continuità di sedimentazione fino al Tortoniano che rappresenta il livello più recente da noi riscontrato in questi terreni.

3.4. *Vulturara Irpina.*

Negli immediati dintorni di Vulturara Irpina, più precisamente nei due valloni che si addentrano verso la Piana di Acqua delle Noci a sud del paese, in bella evidenza affiorano sedimenti miocenici terrigeni in trasgressione discordante sui calcari della serie carbonatica mesozoica. Il substrato della trasgressione, costituito da calcari oolitici o pseudoolitici a luoghi calcareniti del Giurassico superiore con *Clypeina jurassica* FAVRE e *Organismo C* FAVRE, ha una superficie molto irregolare.

La trasgressione non avviene alla sommità della pila mesozoica ma è discordante su di una struttura monoclinalica che dal Giura arriva al Cretacico inferiore; segno che la serie carbonatica era già stata interessata da una tettonica intensa già prima della trasgressione (fig. 24).

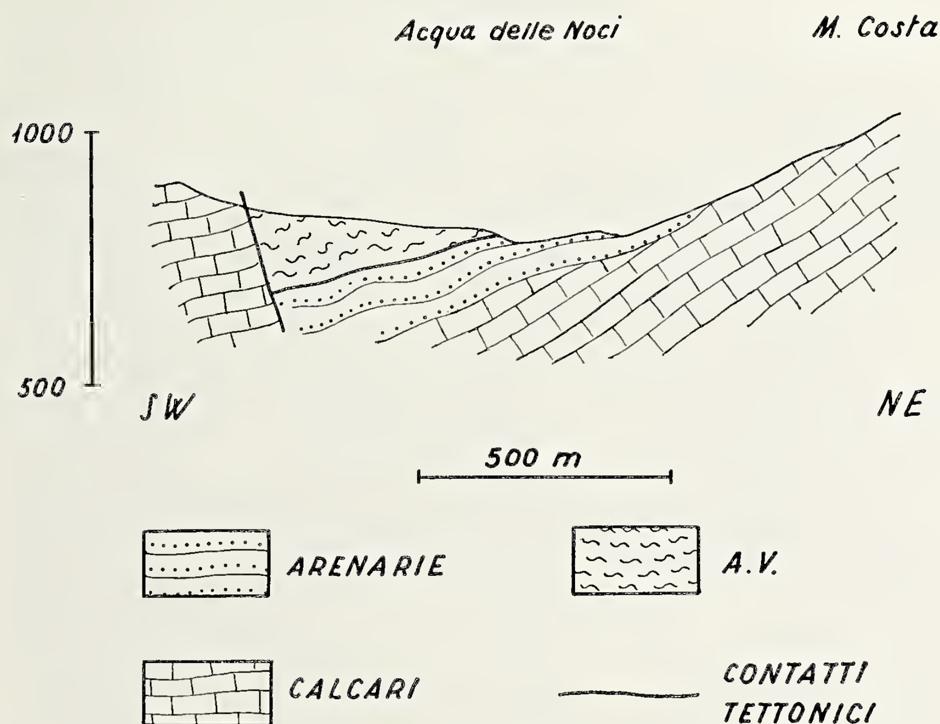


Fig. 24. — Sezione geologica schematica nella zona di Vulturara Irpina.

La serie trasgressiva è costituita alla base da puddinghe a matrice arenacea grossolana (fig. 25). La natura dei ciottoli è varia: calcari, arenarie, calcari siliciferi, quarziti, etc., cioè il pezzame delle Argille Varicolori; nei livelli basali sono presenti inoltre ciottoli calcarei della serie mesozoica sottostante. I primi sono sempre ben arrotondati, i secondi poco arrotondati o addirittura a spigoli vivi. Alle puddinghe verso l'alto sono intercalate arenarie grossolane, spesso con laminazione obliqua a grande scala o laminazione parallela, con un livello di brecce calcaree (fig. 26). Seguono arenarie massicce o stratificate, a laminazione obliqua

a scala grande o laminazione parallela, in cui sono localizzati canali di erosione che raggiungono qualche metro di larghezza; questi canali sono riempiti da conglomerati a matrice arenacea. Intercalati a questi depositi si rinvengono materiali delle Argille Varicolori in piccole lenti, Argille Varicolori che affiorano in notevole estensione nella parte alta della successione.

Lo spessore della successione, non facilmente valutabile perchè vi sono frequenti variazioni di facies, come è logico aspettarsi in depositi trasgressivi su di un substrato molto irregolare, dovrebbe essere dell'ordine di un centinaio di metri. Questa successione è attribuita da Civita, 1967 e 1969, al Miocene superiore-Pliocene inferiore.

I depositi pelitici intercalati in piccole lenti nei depositi conglomeratici hanno fornito le seguenti associazioni planctoniche:

Globorotalia cfr. *acrostoma* Wezel, *Globigerina concinna* Reuss, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr e Collins), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. diminutus* Bolli, *Gl. trilobus* (Reuss), *Praeorbulina* sp., *Orbulina* sp.

Il benthos comprende:



Fig. 25. — Contatto trasgressivo discordante tra i calcari mesozoici (giurassici) e i conglomerati a matrice arenacea del Miocene (Serravalliano).
Località Vulturara Irpina.

Anomalina cfr. *helicina* Costa, *Bulimina costata* D'Orb., *Cassidulina* sp., *Elphidium* sp., *Gyroidina soldanii altiformis* Stewart R. E. e K. C., *Haplophragmoides* sp., *Lenticulina vortex* (Ficht. e Moll), *Nodosaria* sp., *Nonion boueanum* (D'Orb.), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Siphonodosaria* sp., *Uvigerina rutila* Cush., *Valvulineria bradyana* (Forn.).

Tale associazione è da ascriversi al Serravalliano, e probabilmente ai livelli più bassi di questo piano per la contemporanea presenza di *Gl. bisphericus* e *Orbulina.*

È interessante notare che nei campioni esa-

minati il benthos è abbondante, e comprende prevalentemente forme di habitat non molto profonde. Ci sembra il caso di far notare la differenza tra le associazioni qui riscontrate (in una sequenza terrigena trasgressiva s.s. sui calcari mesozoici) rispetto alle associazioni di ambiente più tipicamente pelagico rinvenute nei depositi basali delle aree marginali, nord-orientali del massiccio del Terminio Tuoro (« pseudotrasgressione » dei sedimenti terrigeni sulla piattaforma carbonatica).

3. 5. *S. Marco.*

Lungo le pendici settentrionali di Monte Pergola, rilievo che con Monte Peluso borda a sud-ovest la piana di Serino, si ritrovano sporadiche placche di puddinghe a matrice arenacea o di arenarie a grana grossa, talora con intercalazioni di livelli argillo-siltosi, trasgressive sui calcari a rudiste del Cretacico superiore.

Più in basso, ribassati da una faglia, affiorano estesamente i sedimenti terrigeni costituiti prevalentemente da arenarie mal stratificate e grossolane, puddinghe con ciottoli calcarei della serie carbonatica mesozoica e delle Argille Varicolori (fig. 27).



Fig. 26. — Breccia calcarea intercalata nei depositi arenacei.
Località Vulturara Irpina.

Nei pressi di Canale, in località Madonna del Castello delle Grazie, affiorano grossi blocchi di calcare mesozoico (calcare a rudiste) inglobati nei depositi miocenici; lungo la strada che porta alla chiesetta si nota chiaramente l'appoggio di uno dei blocchi di calcare a rudiste delle dimensioni di circa un migliaio di metri cubi, sulle arenarie; al contatto i calcari si presentano molto fratturati.

Affioramenti di arenarie mioceniche si ritrovano anche tra Solofra e Serino; ricordiamo che durante lo scavo della galleria per l'auto-

strada Avellino-Salerno a più livelli sono stati incontrati materiali arenacei intercalati ai calcari della serie carbonatica. Si tratta con ogni probabilità di « scaglie » calcaree inglobate nei depositi arenacei.



Fig. 27. — Puddinga poligenica a matrice arenacea della parte basale della successione terrigena miocenica. *Località S. Marco.*

In quest'area non sono state ritrovate che forme mioceniche poco significative quali *Globorotalia* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp., *Elphidium* sp., *Nodosaria* sp., *Uvigerina* sp. e *Haplophragmoides* sp., *Siphonodosaria* sp., etc.

4. Gruppo del Partenio.

A sud del gruppo del Taburno - Camposauro, e separato da questo dalla Valle Caudina, si incontrano i rilievi calcarei che costituiscono, tra S. Felice a Cancello e Avellino, il gruppo del Partenio.

La successione carbonatica mesozoica, in questi rilievi non ancora studiata in dettaglio, è costituita da terreni che vanno dal Giurassico inferiore al Cretacico superiore; non si conoscevano fino ad ora depositi carbonatici terziari trasgressivi. Nella zona di S. Martino Valle Caudina, come si dirà, abbiamo riscontrato puddinghe calcaree probabilmente mioceniche trasgressive sul Cretacico superiore. Si tratta di una successione calcarea che potrebbe correlarsi con le formazioni basali della trasgressione miocenica illustrata per l'Italia meridionale da Selli 1957 e più strettamente con la *formazione di Laiano* D'Argenio 1967; sfortunatamente in questi sedimenti non sono stati rinvenuti fossili. Su questi depositi di probabile età miocenica, o direttamente sui calcari a rudiste, con contatto irregolare, talora segnato da fori di litodomi, pog-

giano stratigraficamente i sedimenti terrigeni miocenici.

Alla base di questa successione terrigena prevalgono a luoghi termini pelitici e ruditici, a luoghi termini arenitici; si tratta comunque di depositi di ambiente neritico infralittorale; i fori di litodomi testimoniano che in questa zona i sedimenti miocenici sono trasgressivi in senso stretto sul substrato. Anche in quest'area nella successione miocenica sono intercalate per cause tettoniche masse calcaree mesozoiche e materiale alloctono delle Argille Varicolori. I piani di scivolamento presenti alla base dei blocchi calcarei mostrano una immersione a NE.

Caratteristica peculiare di questa zona è la presenza di intercalazioni nel materiale arenaceo di brecce calcaree nelle quali è assente o assolutamente irrilevante la frazione terrigena. Queste brecce costituiscono un elemento tipico del Wildflysch, la loro origine è da attribuire a franamenti sottomarini di masse calcaree più o meno emergenti.

La successione miocenica, se si escludono i termini basali, è costituita prevalentemente da arenarie arcosico-litiche in strati più o meno evidenti, talora in banchi lenticolari; la matrice è a volte abbondante, a volte scarsa, la gradazione verticale dei granuli negli strati è stata rilevata solo raramente.

La successione è chiusa da depositi argillosi del Serravalliano-Tortoniano inferiore. Tali depositi pelitici affiorano nei dintorni del bivio di Capriglia, al disopra di un'estesa massa di materiale alloctono riferibile alla *formazione di Corleto Perticara* Selli 1962; è interessante notare che la facies dei sedimenti a tetto delle masse alloctone è neritica infralittorale e che diventa verso l'alto rapidamente pelagica.

Anche nell'area ad est del Partenio una estesa coltre di Argille Varicolori tronca la sedimentazione terrigena.

Al disopra della coltre o su termini sottostanti si rinvengono i sedimenti del ciclo del Messiniano-Pliocene inferiore oppure quelli del ciclo del Pliocene medio (Coppa De Castro, Moncharmont Zei e al., 1970).

I sedimenti miocenici arenacei non affiorano soltanto lungo i margini del gruppo del Partenio ma si rinvengono in placche anche al disopra del massiccio calcareo, ad esempio nella zona di Croce di Puntina, 3 km circa a sud di S. Martino Valle Caudina, e nei pressi del Santuario di Montevergine.

I rapporti attuali tra il Miocene arenaceo e i calcari mesozoici sono in genere tettonici, in alcune zone però sono ancora conservati gli originari rapporti stratigrafici.

Vengono pertanto descritte le condizioni geologiche di alcune aree nelle quali o sono particolarmente evidenti i rapporti stratigrafici col substrato o dove le masse calcaree inglobate tettonicamente nelle arenarie sono chiaramente esposte.

4. 1. *Summonte - Capriglia.*

Lungo il bordo del Partenio i rapporti tra i depositi arenacei del Langhiano-Tortoniano inferiore e i calcari mesozoici sono in genere tettonici, ma non è difficile ritrovare lembi residui trasgressivi di materiale arenaceo, così come è possibile in più località notare i blocchi calcarei (Pietrastornina, S. Angelo a Scala, Summonte) imballati nelle arenarie (fig. 28). In particolare nella zona di Summonte e più precisamente allo sbocco della valle di Chianchetelle, si può osservare una situazione interessante: lo spuntone calcareo propaggine sud-orientale del M. Valletrona che verso nord è « legato » ai calcari della serie mesozoica verso sud si inzeppa nelle arenarie. Il piano di scivolamento ha immersione verso est. I termini superiori della serie affiorano ad est di Summonte, si tratta di depositi arenacei più o meno stratificati cui segue una estesa massa di materiali alloctoni riferibile per la maggior parte alla formazione di *Corleto Perticara.*

Sopra questa massa alloctona, che ha uno spessore dell'ordine dei 500 m, si ritrovano depositi arenacei grossolani a pecten, scutella, coralli e quindi materiale argilloso in strati e banchi con lamellibranchi. Nelle argille sono state ritrovate faune del Serravalliano superiore e del Tortoniano inferiore (Coppa De Castro, Moncharmont Zei e al., 1970) (fig. 29). Una estesa coltre di Argille Varicolori tronca la successione.

4. 2. *Montevergine.*

Lungo la strada che da Ospedaletto porta al Santuario di Montevergine, un km circa pri-

ma del Santuario, affiorano puddinghe poligeniche a matrice arenacea con elementi di natura varia che raggiungono talora vari metri



Fig. 28. — Blocco di calcare mesozoico con strati verticali intercalato tettonicamente nelle arenarie (Wildflysch).
Località Pietrastornina.

cubi di volume: calcari del substrato, arenarie, calcare tipo palombino, siltiti, rari ciottoli di rocce cristalline (fig. 30).

Poco a monte del Santuario, alla destra della strada che porta al ripetitore TV, affiorano ancora argille siltose e calcarifere che inglobano materiale delle Argille Varicolori.

Il contatto con il substrato (calcari del Giurassico superiore) è stratigrafico; i depositi calcarei del tetto invece sembrano poggiare sui sedimenti terrigeni con un contatto tettonico.

Si ripete cioè la situazione di Summonte e Capriglia.

Non si è riusciti a datare gli affioramenti per assenza di fauna; essi però potrebbero essere correlati con i depositi miocenici trasgressivi della zona di Pannarano (v. 4. 3).

4. 3. *Zona Pannarano.*

Gli originari rapporti stratigrafici tra i depositi terrigeni miocenici e la serie carbonatica mesozoica dell'Appennino sono conservati in località La Piana. Il basamento è dato in questa località da calcari, a luoghi conglomerati, con rudiste spesso in frammenti, alternati a

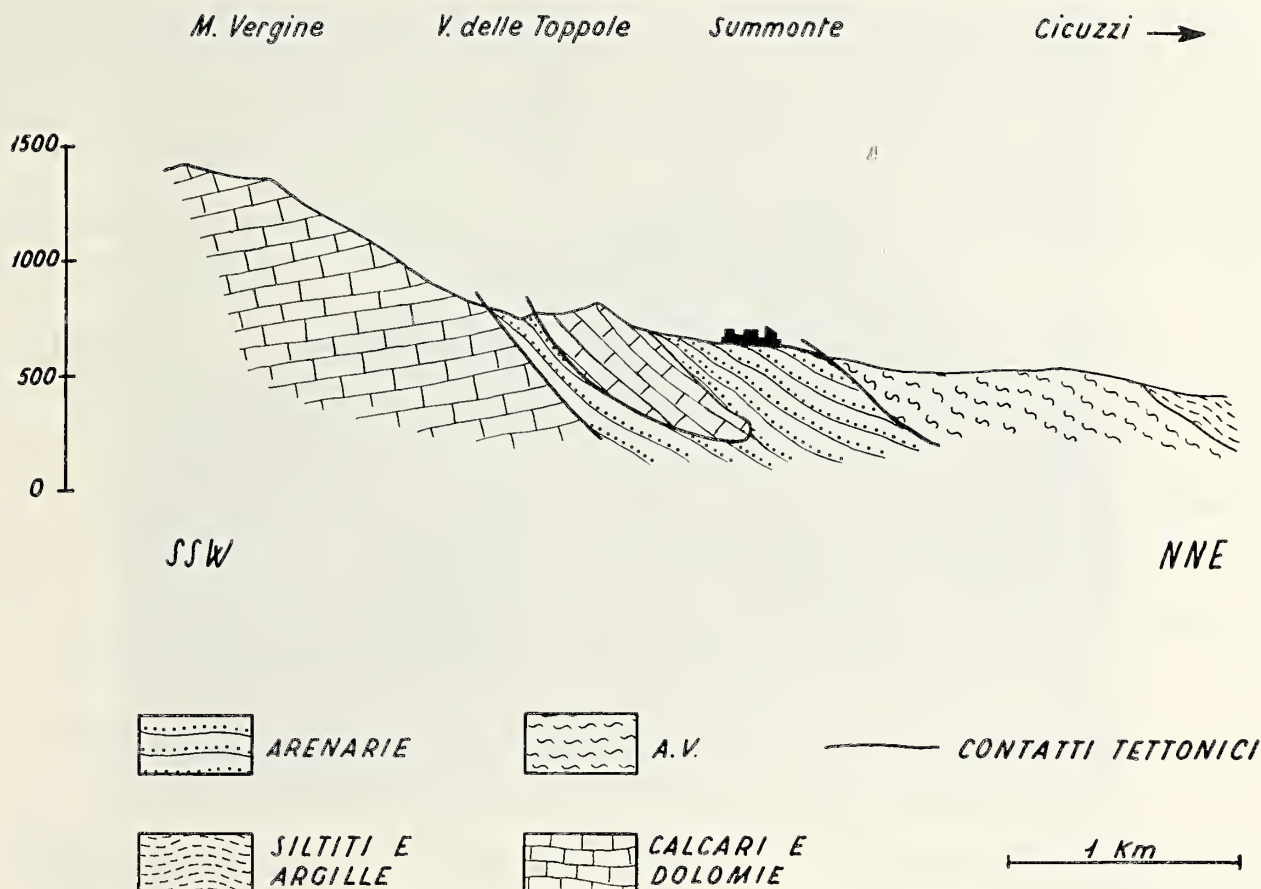


Fig. 29. — Sezione geologica schematica nella zona di Summonte.

calcari pseudosaccaroidi (calcareniti e calciruditi con cemento spatico).

Il piano di contatto è irregolare e spesso arrossato; si rinvengono numerosi filoni sedimentari nel substrato riempiti da materiale arenaceo e argilloso; a volte vi sono sacche riempite da materiale argilloso.



Fig. 30. — Conglomerato a matrice arenacea, trasgressivo sulla successione mesozoica.
Località Montevergine.

I depositi basali terrigeni sono variabili da punto a punto, si tratta a luoghi di puddinghe poligeniche a grana grossa con matrice arenacea con lenti sabbiose, e a luoghi, più estesamente, di sedimenti pelitici, prevalentemente argille e argille siltose. Gli elementi delle puddinghe sono costituiti da calcari della serie mesozoica e dai litotipi delle Argille Varicolori.

Superiormente si rinvengono arenarie poco cementate o sabbie con laminazione obliqua a grande scala con lamine planari. Nelle sabbie, senza netta stratificazione, sono frequenti i canali d'erosione riempiti da depositi arenitici grossolani con laminazione obliqua. Seguono puddinghe poligeniche, in banchi o a struttura massiccia, alternate a sabbie o arenarie poco cementate, e infine puddinghe.

I ciottoli di queste puddinghe sono ben arrotondati, di natura calcarea o arenacea, rari i

ciottoli di rocce cristalline; la matrice, in genere non abbondante, è arenacea.

La successione è troncata da una zolla di calcare mesozoico. Il contatto è marcato da una faglia con immersione a nord; sulla massa calcarea poggiano, dal lato opposto, con contatto stratigrafico depositi miocenici argilloso-siltosi.

È interessante notare che anche nei dintorni di Pannarano si rinvengono intercalate nelle arenarie, in banchi o in masse lentiformi, brecce calcaree a luoghi senza matrice arenacea e a luoghi con scarsa matrice arenacea.

I depositi miocenici della parte bassa della successione hanno i caratteri di depositi in-

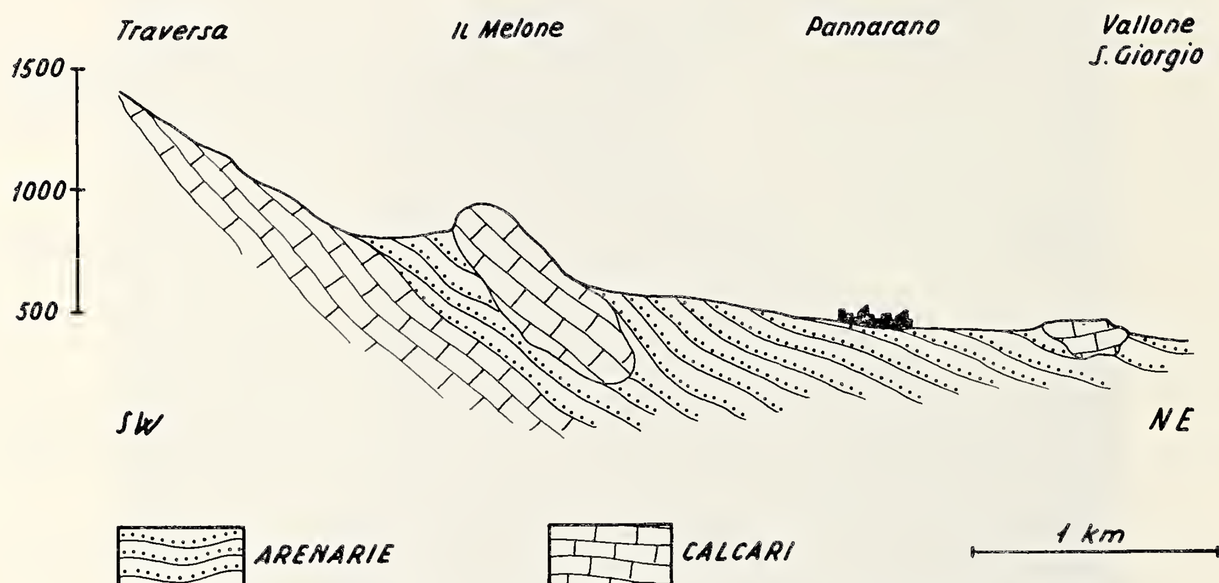


Fig. 31. — Sezione geologica schematica nella zona di Pannarano.

fralittorali; in particolare nelle argille basali si rinvengono piccoli cristalli di gesso; i depositi diventano di ambiente via via più profondo nella parte alta: a nostro avviso, di ambiente circalittorale o al più epibatiale.

La serie continua verso l'alto con depositi psammitici, costituiti da arenarie a grana grossa o media, con stratificazione non sempre evidente o mal stratificate. In queste arenarie sono intercalati blocchi di calcari mesozoici di dimensioni fino a varie migliaia di metri cubi (fig. 31).

Dove chiari sono i rapporti tra le arenarie mioceniche e questi blocchi calcarei è in località Sellitti: qui vi sono due masse di calcare mesozoico imballate nelle arenarie; tra dette masse sono intercalati sedimenti argilloso-siltosi miocenici per uno spessore di circa un metro (figg. 32-33). La messa in posto di queste masse è stata cioè di poco sfasata: sul primo blocco si è deposto materiale pelitico che ha riempito anche filoni e sacche nel materiale sottostante, successivamente è « arrivata » la seconda massa calcarea che ha reso leggermente scagliose le argille sottostanti; la sedimentazione è continuata con depositi prevalentemente arenacei.

Nella parte basale di questi depositi, in località La Piana si rinvengono oltre ai radiolari e agli ostracodi alcune orbuline, globigerinidi non determinabili e forme arenacee (*Haplophragmoides* sp., *Cyclammina* sp., *Alveolophragmium* sp.).

Si ritiene pertanto di poter attribuire questi sedimenti almeno ad un Langhiano superiore-Serravalliano.

Il Miocene terrigeno affiora anche in placche più o meno estese nelle zone interne del massiccio calcareo; in particolare nella Valle della Creta affiorano arenarie e argille nelle quali è stata riscontrata la seguente microfauna:

Globorotalia mayeri (Cush. e Ellisor), *Gl.*



Fig. 32. — Due blocchi di calcari mesozoici intercalati nelle arenarie (Wildflysch); tra i due blocchi si nota un livello argilloso.
Località Sellitti.



Fig. 33. — Particolare del livello argilloso intercalato ai blocchi calcarei della figura precedente. Notare il piano di scivolamento del blocco calcareo a tetto del livello pelitico.
Località Sellitti.

pseudopachyderma (CITA, PREMOLI SILVA e ROSSI), *Gl. scitula* (BRADY), *Gl. scitula praescitula* BLOW, *Globigerina concinna* REUSS, *Gl falconensis* BLOW, *Globigerina* sp., *Globoquadrina* sp., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina bilobata* (D'ORB.), *O. suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORB.

Il benthos è scarsamente rappresentato.

4.4. *S. Martino Valle Caudina.*

Sul versante orientale di Piano di Coppo sono ben conservati e visibili gli originari rapporti stratigrafici tra il substrato calcareo e i depositi terrigeni miocenici (fig. 34). Il substrato è costituito da calcari a rudiste del Cretacico superiore, gli strati pendono fortemente verso est. Si tratta di calcari micritici a rudiste e di calcareniti o calciruditi a cemento spatico con frammenti di rudiste ed altri molluschi. In apparente concordanza su questi depositi poggia una successione calcarea (trasgressione preorogenetica?) dello spessore di circa 20-30 m costituita, alla base, da brecce calcaree molto grossolane, mal stratificate, con cemento calcareo o raramente calcareo marnoso, alle quali sono intercalate puddinghe calcaree; verso l'alto, gradualmente, le brecce vengono sostituite da puddinghe con ciottoli molto ben arrotondati, a cemento calcareo marnoso giallo e subordinatamente calcareniti. Gli elementi delle brecce e delle puddinghe sono riferibili ai calcari della serie mesozoica che costituisce il substrato. Nelle puddinghe della parte alta della successione si rinviene, sporadicamente, qualche ciottolo di quarzo o di elementi riferibili ai complessi litologici delle Argille Varicolori. Non è stato possibile precisare finora l'età di questa successione per mancanza di fossili; per la presenza di elementi di flysch alloctono pensiamo che si tratti di depositi miocenici.

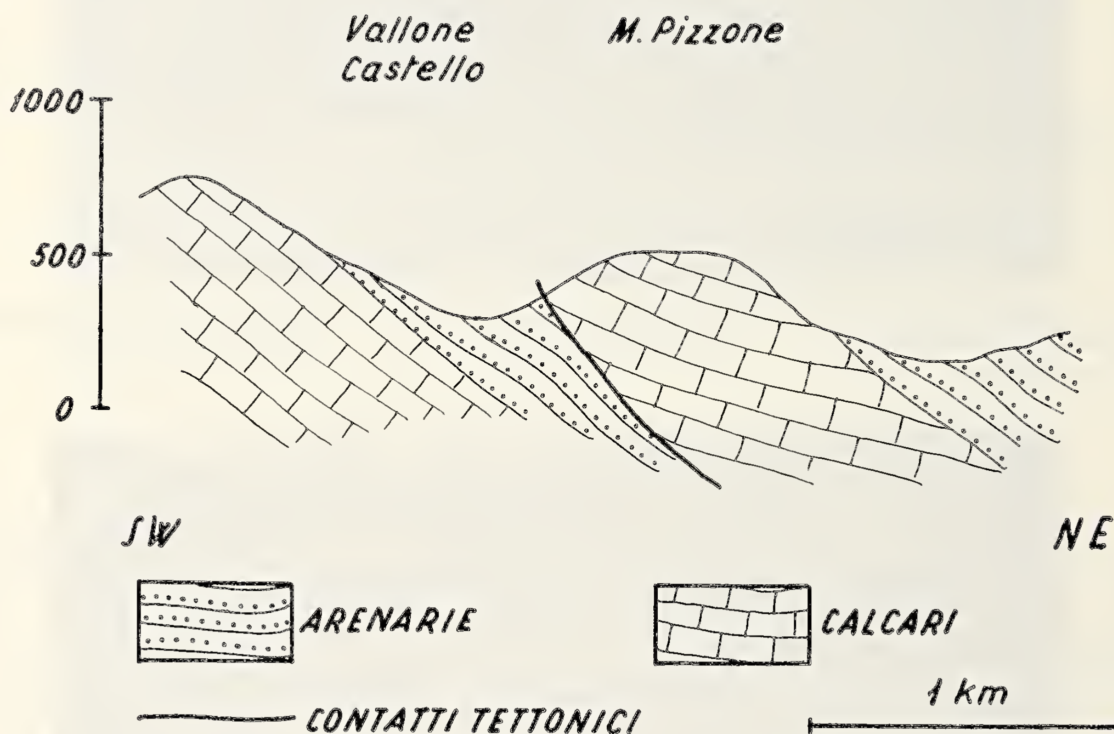


Fig. 34. — Sezione geologica schematica nella zona di S. Martino Valle Caudina.

Su questi sedimenti calcarei poggiano con contatto stratigrafico irregolare i depositi terrigeni, argille o argille siltose, che riempiono cavità del substrato costituendo sacche e filoni sedimentari; sono presenti, a luoghi abbondanti, fori di litodomi riempiti da materiale argilloso.

A questi depositi basali segue una alternanza di arenarie, siltiti e argille siltose, che è troncata dalla zolla calcarea del Monte Pizzone con

un piano di scivolamento che immerge conformemente agli strati (figg. 35-36). Si tratta di un grosso blocco calcareo dell'ordine di varie migliaia di metri cubi che è « slittato » in un bacino terrigeno miocenico come testimoniano ancora le placche residue di materiale are-



Fig. 35. — Piccola dorsale calcarea (Monte Pizzone) che poggia mediante un piano di scivolamento (immergente a nord) sulle arenarie. Sul versante opposto della dorsale le arenarie poggiano stratigraficamente sui calcari.
Località S. Martino Valle Caudina.

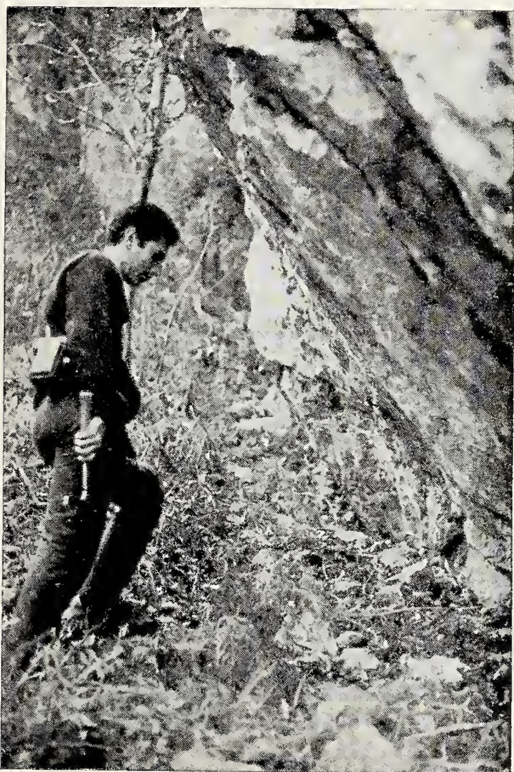


Fig. 36. — Particolare del piano di scivolamento della figura precedente.
Località S. Martino Valle Caudina.

naceo trasgressivo su di esso nel versante orientale.

La successione continua con depositi arenacei mal cementati, con lenti di calcareniti e di puddinghe grossolane a scarsa matrice arenacea; i ciottoli di questi depositi derivano e dalla piattaforma carbonatica e dalle Argille Varicolori. Anche in questa successione si rinvengono imballate lenti di Argille Varicolori e blocchi calcarei della serie mesozoica, delle dimensioni di varie migliaia di metri cubi. Lo spessore di questa serie è di circa 400 m.

I depositi terrigeni basali affiorano sia verso nord che verso sud. Verso nord in località Castello lungo il fosso che scorre nell'abitato, è possibile notare sedimenti arenacei e arenaceo-siltosi con la superficie superiore degli strati increspata da strutture da correnti o con laminazioni oblique nell'interno degli strati (fig. 37).

I fori di litodomi localizzati nelle puddinghe calcaree e riempiti da argilla (fig. 38), le caratteristiche litologiche e le strutture sedi-



Fig. 37. — Depositi arenacei della parte basale della successione miocenica terrigena. Notare le impronte dovute all'azione di correnti e la relativa laminazione obliqua all'interno degli strati.
Località Castello.



Fig. 38. — Fori di litodomi (riempiti da argille micceniche) nelle puddinghe che chiudono la successione carbonatica del gruppo del Partenio.
Località S. Martino Valle Caudina.

mentarie indicano che la base della successione si è depositata in un ambiente neritico infralittorale, questi sedimenti sarebbero perciò trasgressivi s.s. sul substrato; la parte superiore della successione invece si è depositata, come generalmente riscontrato, in un ambiente neritico circalittorale e epibatiale.

5. Gruppo del Taburno Camposauro.

Le facies mesozoiche che costituiscono i rilievi calcareo-dolomitici del Taburno sono ben differenziate da quelle del Camposauro. Anche il Miocene calcareo trasgressivo (trasgressione preorogenetica) presenta caratteri differenti nelle due zone. Nel Taburno il Miocene calcareo è costituito da conglomerati, con ciottoli del substrato, di età serravalliana (*Formazione di Laiano* D'Argenio 1967); nel Camposauro il Miocene calcareo è invece costituito, a partire dal basso, da:

1) Calcari biostromali o conglomeratici con litotamni, pettinidi, etc. (*Formazione di Cusano* Selli 1957). Età Langhiano superiore;

2) Calcari marnosi e marne ad orbuline, etc. (*Formazione di Longano* Selli 1957). Età Serravalliano.

Ai bordi del gruppo affiorano invece estesamente i depositi miocenici terrigeni: si tratta di arenarie, talora con abbondante matrice, di siltiti e argille siltose; nei termini basali sono presenti calcareniti e calciruditi.

Depositi miocenici terrigeni affiorano anche sul massiccio calcareo, ad esempio in località Fontana Trinità dove sono sovrapposti ai depositi miocenici calcarei e calcareo-marnosi prima descritti.

Nella zona di Vitulano e nella sella tra Monte Pentime e Monte S. Michele è possibile notare l'appoggio stratigrafico dei depositi terrigeni sui calcari della serie carbonatica (trasgressione sinorogenetica).

Nei depositi arenacei, in particolare tra Campoli di Monte Taburno e Montesarchio, sono inglobati numerosi blocchi di calcari mesozoici (tra i quali è caratteristica la Pietra di Tocco con strati subverticali) e masse più o meno estese di Argille Varicolori. Una coltre alloctona tronca la sedimentazione delle arenarie. In quest'area le Argille Varicolori sono costituite da materiale argilloso caotico che ingloba pacchi di strati riferibili alla *formazione di Corleto Perticara* (Selli 1962) o al *flysch rosso* (Scandone 1967). La *formazione di Corleto Perticara* è costituita da un'alternanza di calcilutiti, marne e arenarie; il *flysch rosso* è costituito da calcareniti e calciruditi alternate a marne di colore rosso.

La successione arenacea ha uno spessore difficilmente valutabile che si dovrebbe aggirare intorno ai 500 m. È stato possibile datare come Serravalliano i livelli inferiori di questa successione, mentre la parte sovrastante prevalentemente arenacea è risultata priva di fossili cronologicamente significativi. Non si può pertanto escludere che nella parte superiore di questa successione sia rappresentato il Tortoniano. I caratteri sedimentari di queste arenarie mostrano che si tratta di depositi di ambiente neritico circalittorale o epibatiale, prevalgono le flussotorbiditi a cui sono raramente associate depositi da correnti di torbida o torbiditi s.s. Gli strati infatti sono spesso lenticolari, mostrano marcati fenomeni di erosione alla base; poco frequente la gradazione verticale. A luoghi, specialmente nei depositi a granulometria più fine, è possibile rilevare sequenze tipiche di depositi torbiditici.

Vengono descritte in particolare le successioni stratigrafiche riscontrate nella zona di Prata, di Fontana Trinità, di Vitulano, di Monte Pentime e Monte S. Michele ed infine quella riscontrata nei pressi del ponte di Moiano, 8 km a ovest del Taburno.

5. 1. *Valle di Prata.*

I rapporti tra *massicci calcarei* e sedimenti miocenici terrigeni sono particolarmente evidenti in località Piana di Prata tra il Taburno e il Camposauro. Precisamente, alle pendici nord-orientali di Monte Cardito (Monte Taburno), su brecce calcaree spesso dolomitizzate di età infraliassica poggiano stratigraficamente arenarie mioceniche; spostandosi verso sud-est in direzione del Fosso di Prata è possibile osservare che le propaggini sud-orientali di Monte Cardito costituiscono una lama calcarea che si « inzeppa » nelle arenarie con piano inclinato di pochi gradi (15° o 20°) e immergente a nord-est. Procedendo ancora verso

sud-est la lama calcarea si suddivide in più blocchi, intercalati nelle arenarie, che mantengono lo stesso orientamento (figg. 39-40).

Nessuna considerazione cronologica basata sulle analisi micropaleontologiche può esser fatta per i sedimenti ora descritti, affioranti nella Valle di Prata, giacchè essi sono risultati pressocchè sterili. Le sporadiche forme rinvenute sono da attribuire a:

Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr. e Collins) *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Globigerinoides trilobus* (Reuss) *Gl. t. immaturus* Le Roy, che mostrano il più delle volte chiari segni di rimaneggiamento.

5. 2. *Fontana Trinità.*

Nella zona di Fontana Trinità, 1 km a nord-ovest del Monte Camposauro (q. 1390), è possibile ricostruire le seguenti successioni a partire dal basso (fig. 41).

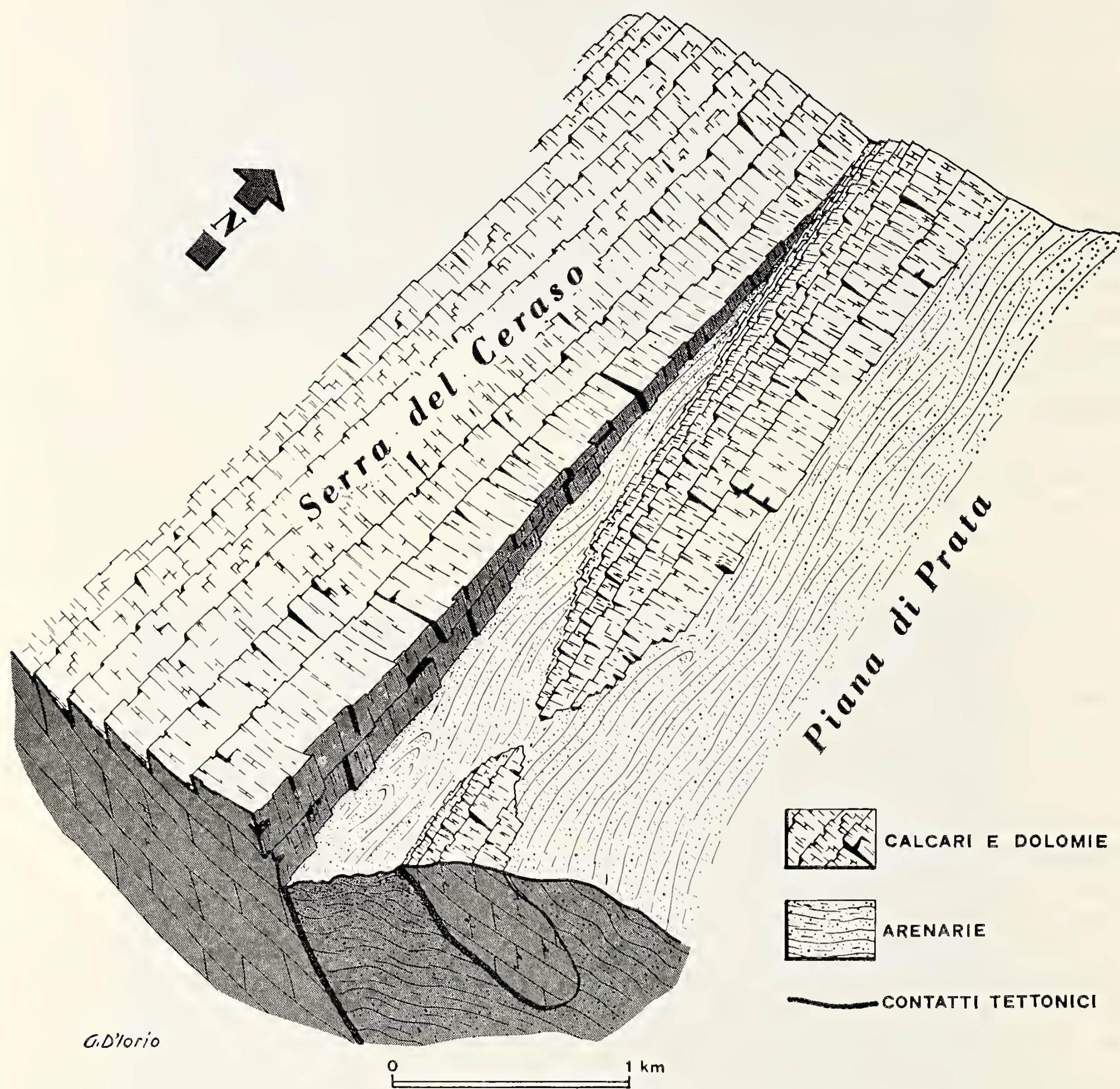


Fig. 39. — Stereogramma geologico schematico della Piana di Prata.

a) calcari a rudiste del Cretacico superiore;

b) *Formazione di Cusano* Selli 1957,



Fig. 40. — Blocco di calcare mesozoico intercalato nelle arenarie (Wildflysch). *Località Piana di Prata.*

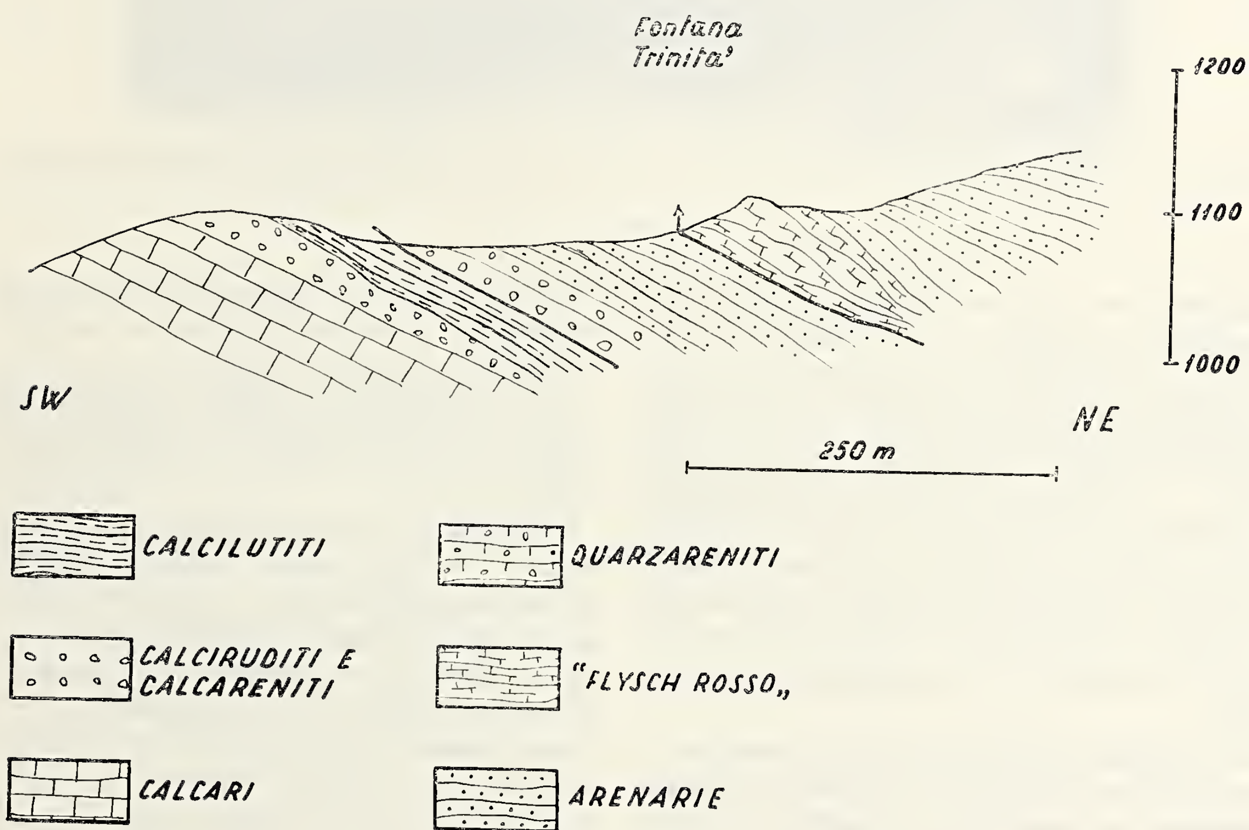


Fig. 41. — Sezione geologica schematica nella zona di Fontana Trinità.

calcari talora biocostruiti con litotamni, pectinidi, etc. La formazione è trasgressiva concordante sui sottostanti calcari a rudiste ed ha un andamento lenticolare con spessore massimo di circa 10 m. Età Langhiano superiore - Serravalliano;

c) *Formazione di Longano* SELLI, 1957, calcari marnosi e marne ad orbuline, globoquadrine, etc. Questa formazione segue in continuità stratigrafica la formazione di Cusano, ha un andamento lenticolare con spessore massimo intorno ai 15 m. I calcari marnosi sono straterellati e sono state notate frequenti arricciature e fenomeni di franamenti intraformazionali (fig. 42). Età Serravalliano.

d) *Argille Varicolori* sovrapposte tettonicamente ai terreni sottostanti e costituite da materiale argilloso che ingloba quarzareniti giallastre con granuli generalmente arrotondati;

e) Arenarie grossolane, mal stratificate e con laminette o fiamme di argille verdastre; poggianti con contatto stratigrafico su tutti i depositi descritti (trasgressione sinorogenetica). Alle arenarie sono intercalati straterelli di argille e argille siltose. Il contatto è ben visibile anche sui calcari del Cretacico dove affiorano lembi residui di questi depositi che contengono tra l'altro qualche ciottolo calcareo arrotondato e costituiscono filoncelli sedimentari nel substrato. In queste arenarie è inglobata inoltre una grossa lente di materiale alloctono costituito da una alternanza di calcareniti e marne rosse (*flysch rosso*). La sorgente che costituisce la Fontana Trinità affiora appunto al contatto tra questo materiale alloctono e i depositi arenacei.



Fig. 42. — Piccoli arricciamenti nelle calcareniti e marne ad *Orbulina* (*formazione di Longano* SELLI 1957). *Località Fontana Trinità.*

Negli straterelli di argilla intercalati alle arenarie è stata rinvenuta la seguente associazione: :

Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. trilobus* (REUSS), *Gl. t. sacculifer* (BRADY), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Orbulina bilobata* (D'ORB.), *O. suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORB. a cui si aggiungono rare forme arenacee (*Ammodiscus* sp., *Hyperammina* sp. etc.). Anche in questo caso i microfossili sono rari e in cattivo stato di conservazione.

L'età è sicuramente non più antica del Serravalliano.

5.3. *Vitulano.*

Nei dintorni di Vitulano in località Castello affiorano estesamente depositi miocenici costituiti da arenarie, marne arenacee e argille siltose con grossi litotamni facilmente isolabili, pettinidi, ostreidi e altri macrofossili. In questo materiale sono contenuti blocchi anche grossolani del substrato calcareo.

Questi sedimenti, come visto da MALATESTA 1958, poggiano, anche se il contatto non è sempre chiaramente esposto sui calcari del Cretacico superiore.

Forse l'appoggio avviene sui calcari a litotamni (*Formazione di Cusano* SELLI 1957) o su calcareniti reticolate a pettinidi; non è stato possibile accertare se questi elementi calcarei miocenici costituiscono localmente il substrato o siano imballati nel materiale arenaceo miocenico. Chiaramente imballati invece sono masse alloctone del tipo *flysch rosso.*

Nella parte alta questi sedimenti diventano prevalentemente arenacei.

Per i caratteri sedimentari e le biofacies questi depositi sono da ritenersi di ambiente neritico infralittorale.

Solo raramente i residui di lavaggio contengono una frazione organica che è costituita da pochi e mal conservati foraminiferi planctonici, sempre intensamente spatizzati, tra cui è però ben riconoscibile *Orbulina universa* D'ORB., a cui si accompagnano forme del gen. *Globigerina*, *Globigerinoides* e alcune globorotalie del gruppo *Gl. scitula* (BRADY).

Questi pochi microfossili permettono di assegnare un'età non più antica del Serravalliano ai sedimenti che li contengono.

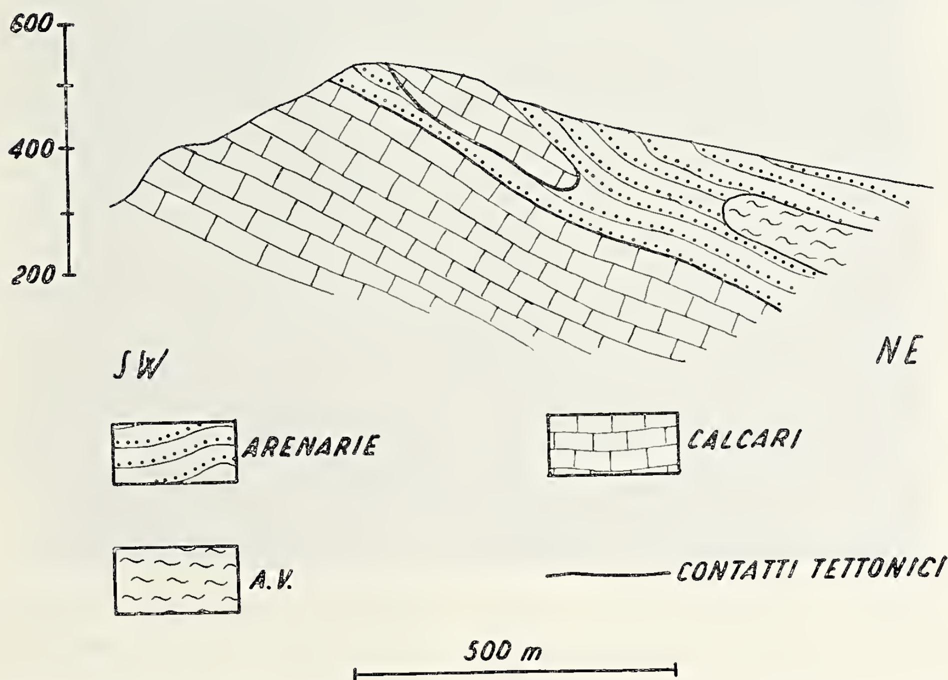


Fig. 43. — Sezione geologica schematica nella zona Serre, tra Monte Pentime e Monte S. Michele.

5.4. *Monte Pentime - Monte S. Michele.*

Nella sella tra Monte Pentime e Monte S. Michele fino agli abitati di Paupisi e Torrecuso affiorano sedimenti prevalentemente arenacei del Miocene (*Flysch di Torrecuso* D'ARGENIO 1967) (fig. 43). Questi depositi poggiano in trasgressione su di un substrato calcareo del Cre-

tacico; il contatto avviene senza l'interposizione di un conglomerato basale o comunque di elementi del substrato. Il piano di trasgressione testimonia una morfologia articolata prima della deposizione dei terreni miocenici; sono frequenti i filoni sedimentari di dimensioni variabili fino ad un centimetro di metri (D'Argenio 1967) riempiti di materiale terrigeno. A luoghi è visibile una debole discordanza angolare tra il substrato e il Miocene arenaceo, i calcari mesozoici immergono a nord-est mentre le arenarie immergono a nord-ovest; a luoghi invece la trasgressione sembra concordante.

I sedimenti basali di questa successione sono costituiti da arenarie di colore giallo e bruno ben stratificate spesso con laminazione obliqua e siltiti e marne siltose; alcuni strati arenaceo-siltosi sono tipicamente di colore nero. Seguono arenarie calcarifere con laminazione obliqua e parallela, marne e calciruditi gradate. Gli strati calciridutici, con elementi a spigoli vivi e di dimensioni massime intorno ai 10 cm alla base, passano gradualmente verso l'alto a calcareniti quarzose. I clasti derivano dai calcari del substrato mesozoico. Seguono arenarie, siltiti e marne ben stratificate. Sono segnalati *Paleodyction*. Lo spessore di questa formazione pur essendo difficilmente valutabile si dovrebbe aggirare intorno ai 200 m.

In questi depositi, a cinquanta metri circa dalla base, nella zona tra Monte Pentime e Monte S. Michele, si rinvengono imballati blocchi calcarei dalle dimensioni variabili fino ad alcune migliaia di metri cubi; i blocchi sono a luoghi molto tettonizzati. Inoltre sempre intercalati in questi depositi si rinvengono materiali alloctoni, appartenenti al complesso delle Argille Varicolori, costituiti da calcari marnosi rossi tipo scaglia alternati a calciruditi e pezzame vario tra cui calcilutiti silicifere tipo pietra paesina.

Alcuni campioni di siltiti e marne siltose raccolte alla base della successione contengono microfaune composte quasi esclusivamente da forme planctoniche. È stato possibile riconoscervi complessivamente:

Hastigerina siphonifera (D'Orb.), *Globorotalia continuosa* Blow, *Gl. mayeri* (Cush. e Ellisor), *Gl. obesa* Bolli, *Gl. peripheroronda* Blow e Banner, *Globigerina falconensis* Blow, *Globigerina* sp., *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr e Collins), *Globoquadrina* sp., *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. trilobus* (Reuss), *Gl. t. sacculifer* (Brady), *Praeorbulina transitoria* (Blow), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *O. universa* D'Orb.

I microfossili si presentano generalmente spatizzati, col guscio rotto o deformato; per molti di essi non è stato possibile giungere ad una determinazione specifica. L'età dell'associazione microfaunistica è sicuramente Serravalliano.

Riteniamo inoltre possibile che nella parte alta della successione sia presente il Tortoniano ma le ricerche micropaleontologiche effettuate non hanno fornito alcun dato attendibile a causa dell'assenza o del pessimo stato di conservazione del residuo organico.

Malgrado non vi siano elementi sufficientemente caratteristici riteniamo che l'ambiente di sedimentazione di questi depositi sia neritico circalittorale o al più epibatiale con depositi trattivi normali e episodi torbiditici. Notiamo d'altro canto che esiste una rapida variazione laterale in questi depositi, il che fa pensare ad un bacino con topografia irregolare.

5. 5. *Ponte Moiano.*

Lungo la strada che da Airola porta ad Arpaia, vicino al Ponte Moiano, nei pressi di una vecchia fornace è possibile osservare materiale arenaceo a grana grossa che poggia stratigraficamente sui calcari a rudiste che formano le pendici orientali di Monti di Durazzano (fig. 44).

Il contatto è irregolare e si notano numerosi filoncelli sedimentari arenacei nei sottostanti calcari. Le arenarie sono mal cementate, di colore rosso e giallastro, e contengono numerosi elementi calcarei di dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche metro cubo, spesso ben arrotondati.

La successione affiorante, con spessore totale di 20 m circa, termina con brecce e puddinghe costituite da elementi della serie carbonatica sottostante ed elementi delle Argille Varicolori.

Non sono state rinvenute microfaune in questi terreni.

V - IL MIOCENE NEL GRUPPO DEL MATESE ORIENTALE E DEL MONTE MAGGIORE.

Nel Matese orientale e nel gruppo del Monte Maggiore affiorano successioni mioceniche trasgressive concordanti sui calcari mesozoici con caratteri pressocchè uguali studiate rispettivamente da SELLI 1957 e OGNIBEN 1957. Questi sedimenti costituiscono un ciclo di sedimentazione di età Langhiano superiore-Tortoniano e rappresentano la trasgressione preorogenetica.

I depositi basali, calcari a litotamni (*Formazione di Cusano* SELLI 1957, *Calcari di Mastroianni* OGNIBEN 1957), sono trasgressivi concordanti sul substrato costituito in genere dai calcari a rudiste del Cretacico superiore. Ai calcari a litotamni seguono calcari marnosi e marne ad orbuline del Serravalliano (*Formazione di Longano* SELLI 1957, *Calcare marnoso di Montagnella* OGNIBEN 1957), e depositi prevalentemente terrigeni torbiditici del Serravalliano-Tortoniano (*Formazione di Pietraroia* SELLI 1957, *Flysch di Moleta* OGNIBEN 1957), in questi ultimi depositi sono tettonicamente intercalati blocchi di calcari miocenici e materiali delle Argille Varicolori. Si tratta cioè di sedimenti con caratteri di Wildflysch.

Anche qui una coltre di Argille Varicolori chiude la sedimentazione terrigena.

Nel Matese orientale e nel Monte Maggiore affiorano inoltre depositi arenacei, individuati col nome di *Arenarie di Caiazzo* da OGNIBEN 1957 e di età serravalliana, che sono molto simili ai depositi terrigeni descritti nei gruppi montuosi limitrofi (Taburno-Camposauro, Partenio, ecc.); essi dovrebbero rappresentare i depositi della trasgressione sinorogenetica, legati alla piattaforma interna; questi terreni sono sovrapposti tettonicamente al *flysch di Moleta* e alla *Formazione di Pietraroia*.



Fig. 44. — Conglomerato ad elementi calcarei e a matrice arenacea prevalente. *Località Ponte di Moiano.*

1. MATESE ORIENTALE.

Nella zona orientale del gruppo del Matese affiora una successione carbonatica di piattaforma con una lacuna medio cretacica marcata da un orizzonte di bauxite, in quella occidentale affiora, invece, una successione carbonatica con notevoli lacune e con caratteri di transizione a bacini più aperti (PESCATORE 1965). Il Miocene trasgressivo sul Mesozoico ha caratteri differenti nelle due aree anche se le formazioni sono agevolmente correlabili.

SELLI 1957 riporta le caratteristiche prin-

cipali di queste successioni mioceniche; in particolare nel Matese orientale sono state distinte da questo Autore le seguenti formazioni a partire dal basso:

1) *Formazione di Cusano*: calcareniti talora biocostruite con litotamni, ostreidi e pettinidi, etc. Età: Langhiano superiore - Serravalliano.

2) *Formazione di Longano*: marne e marne arenacee con orbuline. Età: Serravalliano. Al passaggio tra le due formazioni esiste un livello con coproliti fosfatiche.

3) *Formazione di Pietraroia*: argille e argille siltose e arenarie. Età: Serravalliano-Tortoniano. Questi depositi hanno i caratteri di fasi distali di correnti di torbida: gradazione, laminazione obliqua e convoluta. Il contatto tra la *formazione di Longano* e quella di *Pietraroia* non è stato mai osservato con chiarezza a causa della diversa competenza dei due materiali. Nella *formazione di Pietraroia* si rinvengono tettonicamente inglobati e blocchi di calcari miocenici (calcari a litotamni della *Formazione di Cusano*, fig. 45) e materiale alloctono delle Argille Varicolori (tra i quali arenarie del *Flysch Numidico*).

Una coltre di Argille Varicolori tronca la successione miocenica.

Per il Matese orientale vengono descritte in particolare le situazioni di Monte Cigno e quella del Torrente Calvaruse (Cusano).

1. 1. *Monte Cigno.*

Sui calcari del Cretacico inferiore che costituiscono la dorsale di M. Cigno, si rinvengono placche più o meno estese di brecce calcaree (depositi simili affiorano nel fosso Calvaruse) che contengono grossi blocchi di calcari cretacici e miocenici. Al di sopra delle brecce con contatto marcato da una superficie di scivolamento, che mostra vistose striature in diverse direzioni, si trovano argille e argille siltose del tutto simili alla Formazione di Pietraroia che sembrano passare verso l'alto a depositi arenacei grossolani. Questi depositi terrigeni talora poggiano direttamente sul Mesozoico ed in essi sono inglobati materiali delle Argille Varicolori.

Tali arenarie dovrebbero rappresentare localmente la trasgressione sinorogenetica (fig. 46).

Le analisi micropaleontologiche di alcuni campioni di argilla e argilla siltosa hanno fornito la seguente microfauna:

Globorotalia continuosa Blow, *Gl.* cfr. *len-*



Fig. 45. — Blocco di calcare miocenico a litotamni intercalato tettonicamente nella *formazione di Pietraroia* (Selli 1957).
Località Provinciale Cusano Mutri - Pietraroia.

guaensis Bolli, *Gl.* cfr. *mayeri* (Cush. e Ellisor), *Gl. scitula* (Brady), *Globigerina concinna* Reuss, *Gl. druryi* Akers, *Gl. falconensis* Blow, *Globigerinoides bollii* Blow, *Orbulina suturalis* Bronnimann, *O. universa* D'Orb., *Globigerinita incrusta* Akers, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens* Blow, oltre ad alcuni bentonici tra cui *Cassidulina subglobosa* Brady, *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Siphonina reticulata* (Czjzek) ed *Elphidium* sp.

L'età di tale associazione è sicuramente serravalliana, molto probabilmente superiore per la presenza di *Sphaeroidinellopsis*, *Gl. druryi* e *Gl.* cfr. *lenguaensis*. Fra i microfossili sono alquanto rare le globorotache) e, nella parte sommitale, striature connesse con fenomeni di scivolamenti intraformazionali (fig. 48). Questa formazione mostra tali strutture in tutto il Matese orientale.

Il passaggio tra la formazione di Longano e quella di Pietraroia è marcato da brecciole calcaree con matrice calcarea prevalente e elementi subarrotondati della serie sottostante; in esse sono presenti lenti di materiale argilloso e arenaceo (fig. 49). La forma degli strati di queste calciruditi è fortemente lenticolare. Localmente in questi depositi sono inglobati grossi massi, di dimensioni fino a qualche decina di metri cubi, di calcari cretacici e miocenici. Nelle lenti argilloso-siltose sono stati rinvenuti *Pecten* ed altri lamellibranchi.

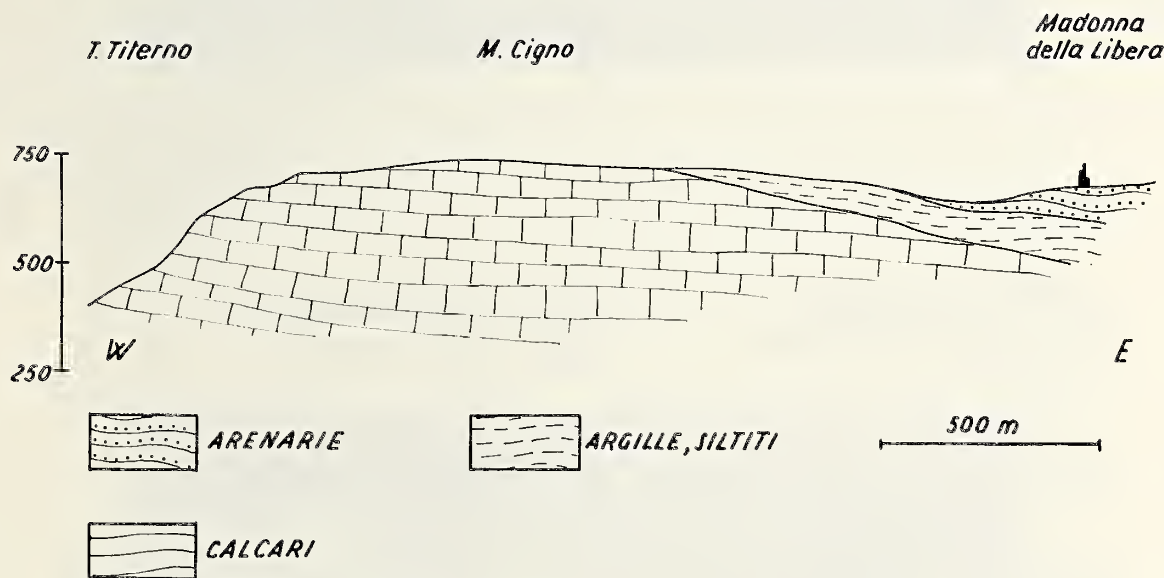


Fig. 46. — Sezione geologica schematica di Monte Cigno.

lie e *Sphaeroidinellopsis*, più frequenti invece i *Globigerinoides*.

1. 2. *Torrente Calvaruse* (*Cusano*).

Nei pressi dell'abitato di Cusano, lungo lo spaccato naturale del Torrente Calvaruse (fig. 47), affiorano le tre formazioni mioceniche prima descritte. La *Formazione di Cusano* è trasgressiva concordante sul Cretacico superiore e passa rapidamente alla *formazione di Longano*; il passaggio è segnato da coproliti fosfatiche. La formazione basale è localmente massiccia mentre quella sovrastante è straterellata: in quest'ultima sono frequenti arricciature degli strati (pieghette più o meno simmetriche

Questo materiale conglomeratico poggia di norma sui depositi della *Formazione di Longano*, a luoghi invece sulla *Formazione di Cusano* o, addirittura, sui calcari a rudiste.

La messa in posto di questi conglomerati avveniva probabilmente per frane sottomarine che dovevano possedere notevole capacità erosiva.

Il passaggio tra la formazione di Longano e quella di Pietraroia è brusco ed è attualmente marcato da evidenti piani di scivolamento. Nei depositi basali siltoso-argillosi, si rinvengono brecce calcaree simili a quelle già descritte, ma che presentano giacitura lentiforme e spessore minore rispetto a quelle sottostanti. Nella parte alta della formazione vi

sono infine blocchi di dimensioni sino ad un centinaio di metri cubi di calcari della *Formazione di Cusano*.

In queste due zone del Matese i depositi terrigeni compaiono bruscamente e sono talora a diretto contatto con il substrato calcareo mesozoico. Si hanno quindi indizi di movimenti tettonici al passaggio fra la formazione di Cusano e quella di Longano (livelli coprolitici, cfr. Zalaffi 1963) e più marcati tra la formazione di Longano e quella di Pietraroia. L'età di questi ultimi movimenti è serravalliana; ciò corrisponde, in prima approssimazione, alla trasgressione terrigena nelle zone interne dei massicci calcarei nelle aree della piattaforma interna. Probabilmente anche la piattaforma esterna ha subito degli spostamenti, essi però sono senz'altro molto ridotti rispetto a quelli della Piattaforma interna.

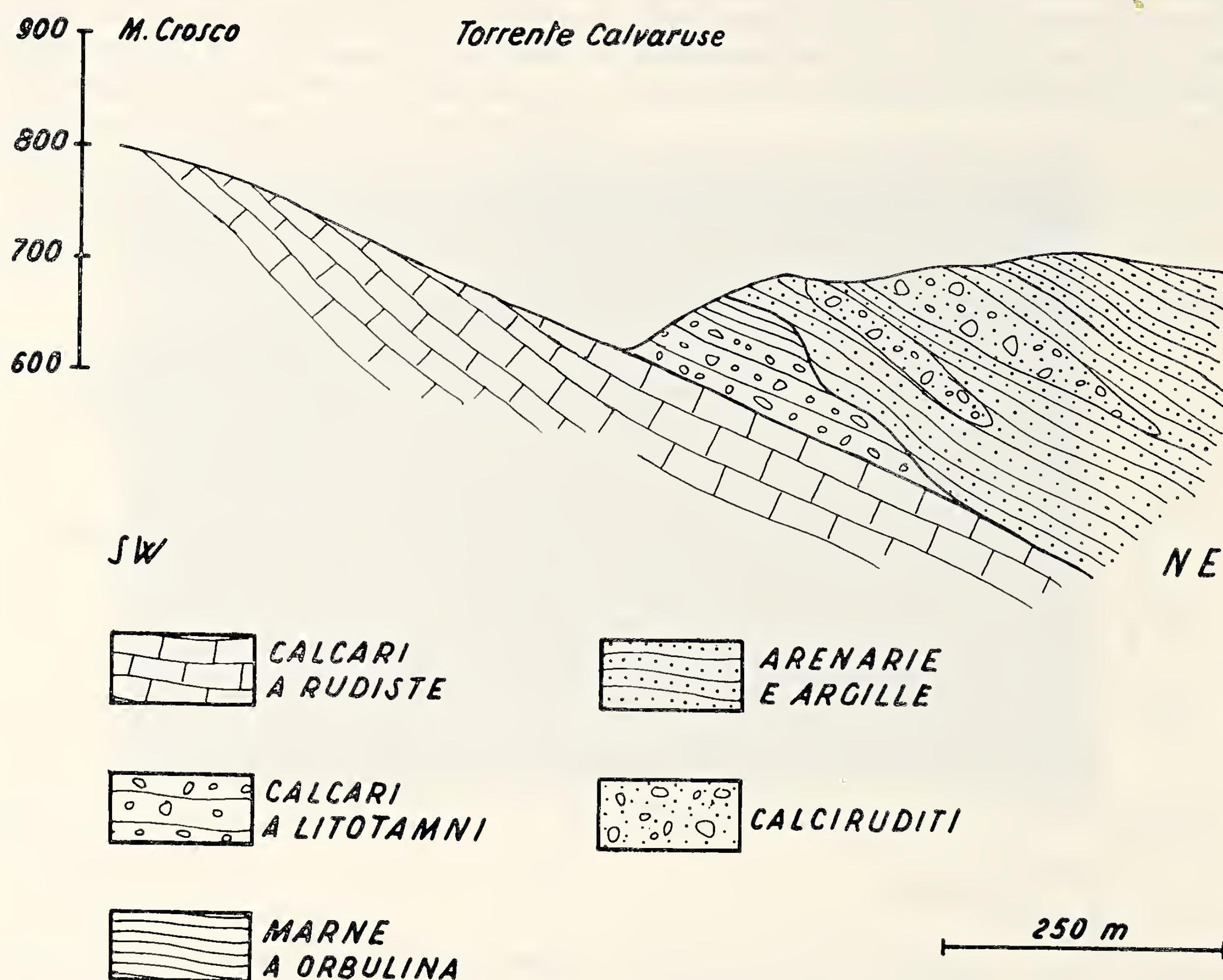


Fig. 47. — Sezione geologica schematica attraverso il Torrente Calvaruse.

2. Monte Maggiore.

La successione miocenica del M. Maggiore è simile a quella del Matese orientale; Ogniben 1957 vi ha distinto le seguenti formazioni, dal basso:

1) *Calcare di Mastroianni*. Calcareniti a litotamni, ostreidi, etc. Serravalliano.

2) *Calcare marnoso di Montagnella*. Calcare marnoso e marne ad orbuline. Serravalliano.

3) *Flysch di Moleta*. Alternanza di argille, argille siltose ed arenarie. Serravalliano-Tortoniano.

Queste formazioni sono analoghe a quelle del Matese orientale. Il Flysch di Moleta presenta in particolare gli stessi caratteri sedi-



Fig. 48. — Piccoli arricciamenti nelle calcareniti e marne ad *Orbulina* (*formazione di Longano* Selli 1957).

Località Torrente Calvaruse.



Fig. 49. — Alternanza di marne ad *Orbulina* e calciruditi nella parte alta della *formazione di Longano* (Selli 1957).

Località Torrente Calveruse.

mentari della *Formazione di Pietraroia*, si tratta anche in questo caso di torbiditi, ed in essa sono inglobati, come nella formazione di Pietraroia, blocchi di calcari miocenici (ad esempio in località *i Morroni*) e masse di materiale alloctono delle Argille Varicolori.

In questi sedimenti sono inoltre presenti banchi di brecce calcaree che costituiscono dei piloni nel materiale argilloso (fig. 50). Anche qui una coltre di Argille Varicolori tronca la successione miocenica.

Una successione con caratteristiche particolari affiora nel vallone di Maiorano (VALLARIO 1965).

I depositi miocenici trasgressivi sui calcari a Rudiste del Cretacico sono costituiti da una breccia (con elementi di calcari cretacei e cemento calcitico cristallino), di spessore variabile da qualche decimetro al metro, cui segue direttamente la *formazione di Moleta*. Si ripete quindi la situazione del Torrente Calvaruse e di Monte Cigno nel Matese orientale (fig. 51).

I terreni miocenici riferibili alla trasgressione sinorogenetica, in quest'area, sono rappresentati dalle *arenarie di Caiazzo* (OGNIBEN 1957); si tratta di arenarie in strati e banchi con scarsa matrice, alle quali sono intercalati marne, brecciole calcaree (costituite queste ultime da materiale del *calcare di Mastroianni*) e calcareniti.

Le arenarie sono talora gradate o più spesso mal gradate, nel senso che vi sono elementi



Fig. 50. — Alternanza di siltiti e argille (*formazione di Moleta* OGNIBEN 1957). Frequente è la gradazione e la laminazione da correnti. Si nota un « filone » di materiale calcareo che incide profondamente gli strati pelitici.
Località Alvignano.

grossolani (delle dimensioni fino a 5 cm) alla base e quindi materiale più sottile nella parte alta ma senza che la variazione sia graduale; il materiale grossolano costituisce delle lenti negli strati.

Questi depositi sono più o meno stratificati, talora con strati lenticolari; frequenti sono i canali d'erosione a scala metrica individuabili per i sottili livelli siltosi e argillosi che chiudo-

Una coltre di Argille Varicolori ricopre tettonicamente questa formazione.

Le *arenarie di Caiazzo* hanno caratteri del tutto analoghi ai depositi miocenici affioranti nei bordi adriatici dei *massicci calcarei* (trasgressione sinorogenetica).

L'età di questi sedimenti è serravalliana. Essi sono sovrapposti tettonicamente al *flysch di Moleta* (Ogniben 1957).

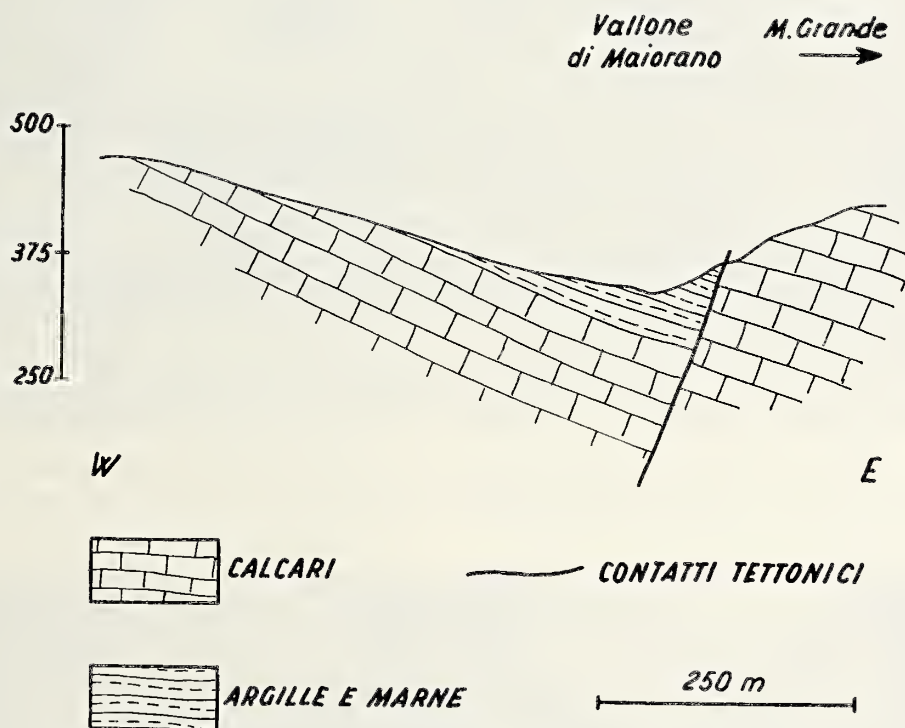


Fig. 51. — Sezione geologica schematica del Vallone di Maiorano.

no il riempimento del canale. Si tratta in definitiva di depositi flussotorbiditici con qualche torbidite in s.s.

I depositi calcarei sono spesso gradati; anche in questo caso si tratta di depositi legati a frane sottomarine o a correnti di torbida.

Nelle arenarie sono imballate tettonicamente e blocchi calcarei mesozoici e cenozoici (fig. 52), e materiale alloctono delle Argille Varicolori (fig. 53). Buona esposizione di questi fenomeni si ha lungo la strada Caiazzo-S. Croce; si notano chiaramente canali d'erosione riempiti da materiale estraneo al bacino di sedimentazione; il materiale che riempie questi canali è stratificato e discordante rispetto al profilo del canale. Le arenarie invece spesso non mostrano stratificazione.

VI - RAPPORTI TRA « MASSICCI CALCAREI » E DEPOSITI MIOCENICI SINOROGENETICI.

Come si è detto nei capitoli precedenti, sia nell'area della piattaforma interna (tirrenica) che in quella esterna (adriatica), sulle serie carbonatiche e talora sui sedimenti miocenici della trasgressione preorogenetica poggiano, con contatto stratigrafico, sedimenti miocenici terrigeni discordanti (trasgressione sinorogenetica). Mentre i caratteri dei sedimenti basali nella trasgressione preorogentica sono stati condizionati da quelli del basamento, non esiste alcuna connessione tra sedimenti terrigeni basali della trasgressione sinorogenetica e substrato: questi ultimi deposi-

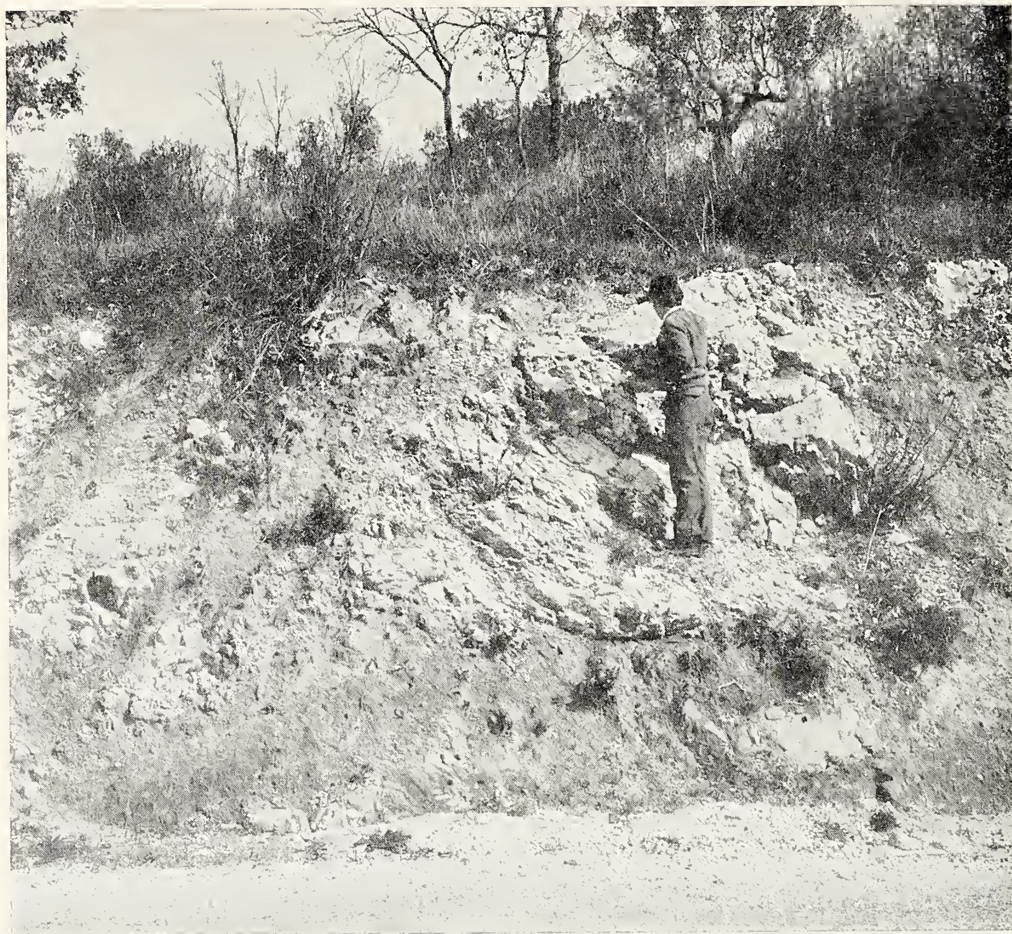


Fig. 52. — Blocco di calcare mesozoico intercalato nelle *arenarie di Caiazzo* (Ogniben 1957).
Località Strada provinciale Caiazzo-Santa Croce.



Fig. 53. — Depositi calcarei alloctoni (*Argille Varicolori* s.l.) intercalati nelle *arenarie di Caiazzo* (Ogniben 1957).
Località Strada provinciale Caiazzo-Santa Croce.

ti, anche nei livelli basali, sono infatti costituiti da elementi che provengono prevalentemente da una terra cristallina emersa in via di rapido smantellamento (che fornisce materiale feldspatico e litico poco maturo) e, subordinatamente, dalle coltri alloctone sovrastanti la piattaforma carbonatica e dalla piattaforma stessa.

Sia dalle coltri che dalla piattaforma inoltre, per le condizioni di instabilità del bacino, provenivano masse più o meno cospicue di sedimenti che si intercalavano tettonicamente nei depositi miocenici (Wildflysch). L'arrivo del materiale alloctono e in generale le condizioni di instabilità del bacino causavano brusche variazioni di facies in particolare nella porzione basale della successione.

Dai monti della Maddalena fino al Terminio Tuoro, nelle aree marginali dei massicci calcarei l'età della base dei sedimenti miocenici è Langhiano medio-superiore. In questi stessi rilievi però si rinvengono, nelle aree più interne (tirreniche), depositi terrigeni trasgressivi del Langhiano superiore o Serravalliano.

Nel Partenio, nel Camposauro e nel Matese orientale l'età della base dei sedimenti terrigeni è almeno serravalliana.

La discordanza angolare è indice che i primi movimenti tettonici di tipo orogenetico (traslazione delle piattaforme) si sono verificati nel Langhiano nella zona della successione carbonatica senza bauxite e nel Serravalliano nella zona con bauxite.

1. Traslazione delle piattaforme nel Langhiano e Serravalliano.

Se si prendono in considerazione le ricerche sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo e sui rapporti con le serie terrigene si nota che gli Autori recenti sono propensi a considerare sia pure con diverse modalità la serie carbonatica mesozoica, fortemente traslata verso l'Adriatico o addirittura alloctona.

Grandjacquet 1963, ritiene l'Appennino campano-lucano completamente galleggiante sui sedimenti flyscioidi terziari.

Accordi 1966 sottolinea e illustra strutture a « *Placche a traslazione differenziata* » nell'Appennino laziale-abruzzese; le fasi orogenetiche parossistiche sono datate Miocene superiore - Pliocene inferiore; fasi tettoniche di età compresa tra il Pliocene inferiore e superiore (o Calabriano) hanno determinato successivamente il richiamo da sud di masse di argille caotiche che vengono collegate alla « coltre molisana ».

Altri Autori (Fancelli, Ghelardoni e Pavan 1966; Pieri 1966) ritengono che le successioni carbonatiche costituenti l'Appennino centro-meridionale dagli Abruzzi alla Lucania siano alloctoni e completamente sovrascorsi sui depositi flyscioidi cenozoici per fenomeni gravitativi.

Scandone 1967, ritiene alloctona la piattaforma carbonatica e mette in evidenza che essa si è disarticolata nel Burdigaliano e che successivamente nel Tortoniano si sono generate nella piattaforma scagliature, sovrascorrimenti e « decrochements ».

Per un'autoctonia dei *massicci calcarei* più o meno completa si sono espressi Selli 1962 e Manfredini 1963; questi Autori ammettono al più locali sovrascorrimenti o semplici faglie inverse.

Infine Pescatore 1965 considera l'Appennino calcareo campano essenzialmente autoctono ma ammette fenomeni traslativi notevoli nelle aree meridionali (es. Picentini).

L'analisi dell'assetto tettonico dei massicci carbonatici dell'Appennino campano-lucano non può prescindere da alcune situazioni chiaramente esposte quali la finestra tettonica di Giffoni Valle Piana (Ietto 1963), la finestra tettonica di Campagna (Scandone, Sgrosso, Vallario 1967) e dai dati ricavabili da pozzi profondi quale il pozzo Contursi (Dondi e Papetti 1965). Alla luce di questi fatti sembra logico pensare che tutta la piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale abbia subito una traslazione verso l'Adriatico non solo di differente entità nelle varie zone ma, come risulta dalle nostre ricerche, in fasi successive a partire dal Langhiano.

I sedimenti miocenici da noi studiati si sarebbero deposti sulla piattaforma dopo che quest'ultima, « scollata » dal basamento, aveva subito la prima traslazione verso l'Adriatico. Essi permettono quindi di stabilire l'età della traslazione e indirettamente le sue modalità.

Nell'area dei Monti della Maddalena, Monte

Marzano e Picentini (area della piattaforma interna) si ritrova una successione miocenica trasgressiva concordante, dell' Aquitaniano-Langhiano, costituita da depositi calcarei neritici alla base e da depositi terrigeni prevalentemente torbiditici verso l'alto. In questa stessa area, si rinvengono, come abbiamo descritto, depositi arenacei del Langhiano medio-superiore poggianti con contatto stratigrafico discordante sulla piattaforma carbonatica e sui sedimenti miocenici legati alla piattaforma carbonatica stessa. La traslazione di questa piattaforma è avvenuta quindi all'incirca nel Langhiano medio.

Nell'area del Camposauro, Matese e Monte Maggiore (area della piattaforma esterna), la trasgressione miocenica concordante è invece del Langhiano superiore (o Serravalliano).

I sedimenti terrigeni della trasgressione sinorogenetica sono invece almeno del Serravalliano.

Nel Camposauro tali sedimenti poggiano talora sul mesozoico calcareo talora sui depositi della trasgressione miocenica preorogenetica. Quindi i fenomeni traslativi si verificarono in questa area nel Serravalliano.

Nel Matese e nel Monte Maggiore vi sono vari indizi di movimenti tettonici nel Serravalliano: livelli coprolitici (Zalaffi 1963) tra la *formazione di Cusano* e la *formazione di Longano*; scivolamenti, intraformazionali e pieghettature nella *formazione di Longano*; inizio brusco della sedimentazione terrigena (*formazione di Pietraroia*) con contatti irregolari con le sottostanti formazioni calcaree (canali d'erosione, etc.); presenza di calciruditi con elementi della successione mesozoico-terziaria sottostante nella parte bassa della *formazione di Pietraroia*, e, nella parte alta, di blocchi della serie carbonatica (soprattutto calcari miocenici a litotamni) e di lenti di materiale alloctono. In tali aree questi movimenti tettonici non hanno determinato necessariamente una traslazione, ma soltanto movimenti rotazionali della piattaforma probabilmente al passaggio tra la formazione di Longano e quella di Pietraroia.

La fase tettonica serravalliana che ha interessato la piattaforma esterna si è risentita anche nella piattaforma interna; infatti a questa fase tettonica sarebbe da ricollegare l'arrivo di coltri alloctone in quest'area (vedi successione di Castelvetere Irpino-Lapio).

Vogliamo mettere in evidenza però che mentre la successione del Monte Partenio può essere riferita alla zona della piattaforma interna, dalle nostre ricerche sembrerebbe avere avuto nel Miocene un comportamento simile alle zone della piattaforma esterna. È possibile che l'area del Monte Partenio (come quella del Taburno), costituisse una zona di transizione di una delle due piattaforme, però non escludiamo che pur costituendo parte integrante della piattaforma interna, abbia subito una traslazione nel Langhiano (da noi non riscontrata) e successivamente l'ingressione del mare nel Serravalliano come in altri gruppi montuosi.

I rapporti originari tra i sedimenti terrigeni miocenici e le piattaforme erano stratigrafici e determinati dalla traslazione di queste ultime verso l'Adriatico, traslazione che aveva portato le serie carbonatiche in un bacino a sedimentazione terrigena. È da precisare però che lo spostamento orizzontale della piattaforma interna è stato notevole e dell'ordine almeno di varie decine di chilometri, invece la traslazione della piattaforma esterna, o adriatica, è stata più ridotta.

La traslazione delle piattaforme ci sembra possa giustificare i seguenti caratteri dei sedimenti terrigeni miocenici:

1) appoggio stratigrafico su tutti i termini della serie carbonatica, sui depositi della trasgressione preorogenetica ad essa connessa e sulle coltri alloctone;

2) natura litologica differente da quella del substrato;

3) facies basali generalmente neritiche circalittorali o epibatiali;

4) depositi con caratteri di Wildflysch.

Ricordiamo che per formazioni analoghe in Sicilia Ogniben 1961 dà, illustrando fenomeni simili, una medesima interpretazione.

In particolare il Miocene trasgressivo sulla piattaforma carbonatica interna è Aquitaniano - Langhiano medio (trasgressione preorogenetica), un'età cioè pressocchè identica (Langhiano medio o Langhiano medio superiore) ai sedimenti basali terrigeni della trasgressione sinorogenetica. Lo stesso discorso si può fare per il Camposauro dove la successione miocenica preorogenetica va dal Lan-

ghiano superiore al Serravalliano e il Miocene terrigeno è pressocchè sincrono (Serravalliano). È da concludere cioè che la velocità di traslazione delle piattaforme è stata elevata e che gli spostamenti sono avvenuti in tempi quasi trascurabili dal punto di vista geologico.

2. Piattaforme carbonatiche.

Le caratteristiche sedimentarie della successione carbonatica mesozoica, i caratteri e l'età della trasgressione miocenica preorogenetica e sinorogenetica portano a concludere che la zona silentino-lucana e la Penisola sorrentina hanno avuto un'evoluzione paleogeografica differente da quella delle zone del Matese, Camposauro, Monte Maggiore. Queste due regioni costituivano nel Mesozoico e nel Miocene basale due differenti aree a sedimentazione carbonatica in facies di piattaforma intraoceanica separate probabilmente da un bacino i cui sedimenti non sono noti (3). Anche la successiva sedimentazione terrigena miocenica mette in evidenza la distinzione paleogeografica di queste due aree.

Vi sarebbero in definitiva, ad ulteriore conferma dell'ipotesi di D'Argenio e Scandone, 1969, di due piattaforme carbonatiche, la prima in area più tirrenica senza lacuna medio-cretacica, la seconda in area più adriatica talora con lacuna medio-cretacica marcata di solito da livelli bauxitici. Queste piattaforme di tipo intraoceanico avevano ai lati bacini più o meno aperti.

2. 1. *Piattaforma interna.*

Sulla piattaforma interna trasgredisce il mare miocenico nell'Aquitaniano-Langhiano con depositi calcarenitici, subconcordanti, cui seguono depositi terrigeni prevalentemente torbiditici. Questi depositi terrigeni sono costituiti anche da quarzareniti gradate, sedimenti maturi derivanti probabilmente dallo smantellamento di altri sedimenti che costituivano la copertura dei massicci cristallini.

Nel Langhiano iniziò la messa in posto delle coltri alloctone: dapprima la serie calcareo-silico-marnosa scavalcò l'Appennino calcareo (Scandone, 1967) e successivamente la piattaforma interna, che a luoghi sosteneva altre coltri, si disarticolò dallo zoccolo e la sua porzione tirrenica si accavallò su quella adriatica. La rottura della piattaforma si dovette realizzare tra la zona interna e quella di transizione in quanto quest'ultima, instabile fin dal Lias, rappresentava una fascia di minor resistenza, e a riprova di ciò si può constatare che i bordi adriatici (come quelli tirrenici) della piattaforma interna sono costituiti da facies di transizione.

In effetti la piattaforma tirrenica scivolò gravitativamente verso un bacino adriatico a sedimentazione terrigena. I sedimenti terrigeni che poggiano stratigraficamente sulla piattaforma interna sono del Langhiano e datano l'arrivo della coltre nel bacino. I sedimenti del bacino sono dati da arenarie arcosico-litiche o grovacche, in genere sedimenti poco maturi, derivanti dal rapido smantellamento di una terra cristallina e, subordinatamente, dalle coltri e in misura in genere trascurabile dalla piattaforma.

2. 2. *Piattaforma esterna.*

Sulla piattaforma interna si ritrova trasgressiva concordante una successione miocenica con depositi calcarei alla base (*formazione di Cusano*), cui seguono calcari marnosi (*formazione di Longano*) e sedimenti terrigeni torbiditici (*formazione di Pietraroia*) del Langhiano superiore - Tortoniano. Nel Camposauro questa successione miocenica arriva alla *formazione di Longano*; su di essa, e su tutti i termini precedenti, poggiano discordanti con contatto stratigrafico depositi arenacei del tutto simili a quelli affioranti nell'area della Piattaforma interna ma di età serravalliano-tortoniana. Nella successione del Matese e del Monte Maggiore vi sono indizi di movimenti tettonici nel Serravalliano.

Riteniamo perciò che anche la piattaforma esterna abbia subìto una traslazione nel Ser-

(3) La successione carbonatica e i depositi calcarei terziari da noi rinvenuti nel Partenio, come quelli del Taburno (D'Argenio 1967), non s'inquadrano perfettamente con quelle delle due regioni in esame, potrebbero pertanto rappresentare i sedimenti di un dominio paleogeografico intermedio.

ravalliano ma che i valori dello spostamento orizzontale di quest'area siano talora marcati (Camposauro) talora molto ridotti, al limite gli spostamenti potrebbero ridursi a un semplice fenomeno di rotazione (Matese, Monte Maggiore).

La fase tettonica serravalliana che ha interessato direttamente la Piattaforma con bauxiti si risente anche nella Piattaforma interna; nei gruppi del Monte Marzano, Picentini e Terminio-Tuoro vi sono sedimenti clastici, prevalentemente grossolani, trasgressivi discordanti nelle aree interne di questi massicci, di età appunto serravalliana. Tra gli elementi di questi depositi trasgressivi sono frequenti i ciottoli calcarei provenienti dalla serie carbonatica; essi testimoniano un'emersione della piattaforma.

La sedimentazione terrigena di questo ciclo iniziata a luoghi nel Serravalliano si continua fino al Tortoniano inferiore. Sopra i depositi di questo ciclo si rinviene una coltre di Argille Varicolori. La messa in posto di questa coltre sarebbe in rapporto con una fase tettonica tortoniana che si riscontra in varie parti dell'Appennino.

La fase tettonica tortoniana avrebbe determinato scagliature e sovrascorrimenti nelle piattaforme carbonatiche (come è evidente nella sezione del pozzo Contursi) e l'accavallamento delle facies terrigene dell'area della piattaforma interna su quella dell'area della piattaforma con bauxiti: *arenarie di Caiazzo* sovrapposte tettonicamente alle *Flysch di Moleta* nel Casertano.

3. Modalità e entità degli spostamenti.

Durante la traslazione la piattaforma interna, dove questi fenomeni sono evidenti, si dovette smembrare in blocchi secondo faglie verticali con direzione conforme a quella di scivolamento e secondo faglie oblique o suborizzontali con direzione normale a quella di scivolamento. In corrispondenza delle prime si ebbero traslazioni orizzontali differenziali dei vari blocchi; in corrispondenza delle seconde si ebbero principalmente strutture di due tipi:

a) scaglie con accavallamenti mediante faglie inverse;

b) scaglie con accavallamenti da scivolamento in corrispondenza di livelli meno competenti.

Il primo tipo lo si riscontra nel gruppo del Monte Marzano nel quale si notano varie scaglie, con sovrascorrimenti, raddoppiamenti di serie con classiche sequenze nelle quali i terreni più antichi ricoprono i terreni più recenti.

Il secondo tipo si riscontra invece nell'area dei Monti Picentini dove vi sono ancora scaglie e ricoprimenti ma tipicamente i terreni più recenti sono sovrascorsi sui terreni più antichi. Si sono verificati cioè fenomeni di scivolamenti lungo piani paralleli agli strati (localizzati in rocce meno competenti) che hanno determinato i vari accavallamenti (Ietto 1964, 1965).

Il primo caso ci sembra possa realizzarsi quando la piattaforma nel suo scivolamento gravitativo incontri notevoli resistenze al fronte; ciò determina un arresto o quasi delle porzioni antistanti e le porzioni arretrate si accavallano sulle precedenti.

Il secondo caso ci sembra possa realizzarsi quando il fronte della coltre scivoli liberamente per poco attrito così che possano determinarsi scivolamenti lungo piani di stratificazione.

In via ipotetica, ricordando che ai Monti Picentini esistono gli affioramenti più settentrionali della serie calcareo-silico-marnosa, si può opinare che a Monte Marzano e più a sud la *coltre lagonegrese* costituiva l'ostacolo contro cui si arrestavano i vari blocchi della serie carbonatica; più a nord invece la piattaforma carbonatica più liberamente scivolava verso l'Adriatico. Nell'ambito di un singolo blocco una struttura non esclude necessariamente l'altra.

I movimenti traslativi dell'Appennino meridionale sono iniziati nel Langhiano probabilmente medio-superiore nella piattaforma interna e nel Serravalliano in quella esterna determinando le grandi strutture tettoniche che sono state ulteriormente esaltate nella fase tortoniana.

Spesso la maggiore evidenza dei fenomeni tettonici tortoniani ha mascherato gli effetti delle fasi tettoniche precedenti.

Nel Langhiano comunque la traslazione della piattaforma interna dovette essere stata

notevole, anche se non vi sono elementi che permettano una sua valutazione quantitativa; nel Tortoniano invece, dal pozzo Contursi, si deduce che i sovrascorrimenti della successione carbonatica (piattaforma interna) sono stati almeno dell'ordine di alcune decine di chilometri.

Dopo il Tortoniano le fasi tettoniche plioceniche e quaternarie hanno determinato l'assetto attuale dell'Appennino meridionale rendendo difficili le valutazioni quantitative dei fenomeni precedenti.

Lungo i margini orientali delle piattaforme abbiamo riscontrato delle strutture particolari che sono da ricollegare allo scivolamento della piattaforma nel bacino terrigeno. Queste strutture, descritte precedentemente, consistono in « lame » limitate da una apparente faglia inversa nel lato sud-occidentale (tirrenico) e che rappresenta invece un piano di scivolamento, e da un contatto stratigrafico con i depositi arenacei sul lato opposto (adriatico). Queste « lame » sono talora completamente « inzeppate » nei sedimenti miocenici; talora in parte intercalate nelle arenarie in parte ancora collegate ai *massicci calcarei*; si tratta di fenomeni di scivolamento gravitativo di blocchi calcarei nel bacino terrigeno miocenico, i cui sedimenti poggiano pertanto stratigraficamente e in discordanza su detti blocchi.

Queste strutture, che sono evidenti per « lame » dell'ordine di milioni di metri cubi ad esempio nella zona di Pannarano e a nord di M. Marzano, potrebbero costituire strutture a scala maggiore che coinvolgono interamente i *massicci calcarei*.

Per concludere sembra pertanto di poter distinguere nel Miocene dell'Appennino meridionale dopo le fasi di subsidenza che hanno determinato la trasgressione miocenica preorogenetica almeno tre fasi tettoniche di importanza regionale:

a) *fase langhiana*: arrivo delle prime coltri alloctone e traslazione della piattaforma interna in un bacino terrigeno;

b) *fase serravalliana*: disarticolazione ed eventuale traslazione della piattaforma esterna verso l'avampaese; trasgressione discordante nelle aree interne della piattaforma tirrenica; arrivo di grandi masse di Argille Varicolori nel bacino a sedimentazione arenacea nell'area meridionale;

c) *fase tortoniana*: arrivo delle coltri alloctone anche nella piattaforma esterna; scagliatura e sovrascorrimento delle piattaforme carbonatiche; traslazione dell facies arenacee delle aree interne verso le aree esterne.

VII - TENTATIVO DI CORRELAZIONE TRA LE FACIES TERRIGENE MIOCENICE.

Nell'area a nord del Terminio Tuoro fino al Taburno è stato possibile distinguere nei sedimenti terrigeni miocenici e pliocenici tre differenti cicli di sedimentazione (Coppa De Castro, Moncharmont Zei e al., 1970):

1) Ciclo del Langhiano (Serravalliano)-Tortoniano inferiore.

2) Ciclo del Messiniano-Pliocene inferiore.

3) Ciclo del Pliocene medio.

Questi cicli si possono riconoscere con minore o maggiore evidenza nell'Appennino campano-lucano sino ai monti della Daunia. In particolare i sedimenti terrigeni o prevalentemente terrigeni riferibili al ciclo langhiano-tortoniano inferiore sono diffusi in tutto l'Appennino meridionale, testimoniando l'esistenza durante tutto questo periodo di bacini a sedimentazione flyscioide allungati in direzione appenninica con una distribuzione delle facies che, in prima approssimazione, sembrano allineate anch'esse in direzione nord-ovest sud-est. Le fasi tettoniche successive, dal Tortoniano in poi, hanno in vario modo dislocato queste formazioni rendendo difficile una esatta localizzazione della distribuzione delle facies stesse.

Tenteremo una correlazione delle facies mioceniche di questo ciclo e in base a nostre dirette conoscenze e in base ai dati della letteratura. Questo tentativo vuole essere una ipotesi di lavoro per uno studio di maggior dettaglio, in elaborazione, sull'analisi delle facies mioceniche nell'Appennino meridionale.

I sedimenti terrigeni del ciclo Langhiano-Tortoniano affioranti nell'area marginale della piattaforma carbonatica senza bauxiti mostrano facies neritiche circalittorali e epibatiali; si tratta spesso di flussotorbiditi alle quali sono

associati sedimenti deposti da correnti normali senza eccesso di carico in sospensione. Nell'area più interna di questa piattaforma vi sono invece, nel Serravalliano, depositi neritici infralittorali trasgressivi sul Mesozoico.

La sedimentazione miocenica termina con depositi argillosi pelagici del Tortoniano inferiore.

Spostandosi dai margini dell'Appennino calcareo verso l'Adriatico si rinvengono sedimenti terrigeni riferibili al ciclo Langhiano-Tortoniano costituiti prevalentemente da depositi arenacei torbiditici.

Si tratta della *Formazione di San Giorgio* (SELLI 1962) a nord, di età Langhiano-Tortoniano, e del *Flysch di Gorgoglione* (SELLI 1962) a sud, anch'esso di età Langhiano-Tortoniano inferiore. Entrambe queste formazioni poggiano su depositi alloctoni.

La *Formazione di S. Giorgio* è costituita prevalentemente da arenarie alle quali sono alternati livelli conglomeratici e qualche livello marnoso. Si tratta di depositi prevalentemente torbiditici o flussotorbiditici.

La *Formazione di Gorgoglione* è anch'essa prevalentemente arenacea con qualche livello argilloso o marnoso; anche in questo caso si tratta di depositi prevalentemente torbiditici. Verso nord-ovest questi terreni passano gradualmente a facies più prossimali con depositi in prevalenza flussotorbiditici.

Spostandosi ancora verso l'Adriatico i sedimenti miocenici riferibili al ciclo in questione affiorano quasi ininterrottamente dai Monti della Daunia alla Lucania meridionale.

A nord, nei Monti della Daunia, si rinvengono le seguenti formazioni: *flysch di S. Bartolomeo* (CROSTELLA e VEZZANI, 1964) ad ovest e *flysch di Faeto* (CROSTELLA e VEZZANI, 1964) ad est, entrambi di età Serravalliano-Tortoniano inferiore.

Il *flysch di S. Bartolomeo* è costituito da arenarie e marne con qualche livello di calcare marnoso; talora le arenarie sono gradate: si tratta probabilmente di una facies laterale della Formazione di S. Giorgio.

Il *flysch di Faeto* è costituito da un'alternanza di calcareniti, calcari marnosi, marne, marne argillose e arenarie. I depositi calcarenitici sono spesso gradati; ai depositi torbiditici si associano sedimenti pelagici normali (marne e marne argillose).

La litologia del flysch di Faeto fa pensare ad un'area calcarea situata ad oriente dalla quale provenivano i clasti calcarei che si rinvengono intercalati nei depositi terrigeni.

Dai monti della Daunia fino alla zona di Potenza questo ciclo si chiude con depositi argillosi del Tortoniano.

A sud i sedimenti del ciclo Langhiano-Tortoniano inferiore con facies calcaree collegabili, in parte a quelle del *flysch di Faeto*, sono rappresentati dalla *Formazione di Serra Palazzo* (SELLI, 1962). Si tratta di una successione costituita da termini arenacei ai quali sono alternati depositi marnosi e calcareo-marnosi alla base.

In definitiva ci sembra di poter distinguere in prima approssimazione, in questo bacino miocenico le facies occidentali tirreniche, arenacee e conglomeratiche, con depositi neritici talvolta di scarpata (flussotorbiditi); le facies centrali del bacino con depositi arenacei torbiditici e secondariamente flussotorbiditici ed infine le facies orientali adriatiche con sedimentazione non solo arenacea ma anche calcarea e marnosa.

Queste facies costituenti il ciclo Langhiano-Tortoniano inferiore sono da collegarsi, quindi, verso le zone tirreniche all'area di sedimentazione della piattaforma interna; verso nord esse però affiorano estesamente anche ad oriente della piattaforma esterna. Tenendo presente però che nella zona del Casertano e del Matese orientale le facies arenacee di questo ciclo sono sovrapposte tettonicamente ai sedimenti della trasgressione preorogenetica della piattaforma esterna si può dedurre che, a partire dal Tortoniano, le facies del ciclo sinorogenetico, spostandosi verso l'Adriatico, hanno scavalcato la zona della piattaforma esterna raggiungendo l'attuale posizione nel Pliocene, in quanto esse sono sovrapposte, nelle zone orientali a sedimenti appunto pliocenici.

Eventi analoghi si sarebbero verificati a sud, in quanto anche lì è identica la posizione delle facies più orientali che sono sovrapposte al pliocene; in questo contesto è possibile, rifacendosi a GRANDJACQUET, 1963 e D'ARGENIO e SCANDONE, 1969, che il Monte Alpi abbia avuto un ruolo analogo alla piattaforma esterna

e con ogni probabilità ne costituisce la continuazione verso sud (4).

VIII - CONSIDERAZIONE SULLE CARATTERISTICHE SEDIMENTARIE DEI DEPOSITI ARENACEI DELLA TRASGRESSIONE SINOROGENETICA.

Le successioni stratigrafiche dei sedimenti appartenenti al ciclo langhiano-tortoniano inferiore presentano variazioni litologiche molto marcate specialmente nei termini basali.

Gli affioramenti trasgressivi sui massicci calcarei mostrano di regola facies neritiche infralittorali, come testimoniano, oltre che le faune, le strutture sedimentarie che si rinvengono quali impronte di fondo dovute ad onde e correnti, e laminazioni oblique planari a scala media e grande (lamine fino a 1 metro); talvolta questi sedimenti costituiscono il riempimento di fori di litodomi. Nelle aree marginali ai massicci calcari gli affioramenti hanno di regola facies neritiche infralittorali o epibatiali con faune prevalentemente planctoniche e talora con benthos di habitat profondo. Le arenarie sono talora stratificate, talora mal stratificate, di regola poco classate (arenarie immature dal punto di vista tessiturale) ma la matrice in genere, non supera il 10%. Di rado è presente la gradazione verticale, più spesso si nota soltanto una concentrazione dei granuli di maggiori dimensioni alla base degli strati. La stratificazione talora è tabulare, più spesso lenticolare, talvolta è obliterata da fenomeni di amalgamazione. Nelle zone inferiori della successione vi sono banchi di potenza fino a 10 metri.

In varie zone ed in particolare in quelle di Monte Carruozzo si rinvengono depositi conglomeratici con elementi poligenici e di diametro fino al metro cubo, in banchi di spessore massimo dell'ordine di 20-30 metri che vanno rastremandosi rapidamente ai lati su di una distanza di un centinaio di metri. La sedimentazione è più grossolana alla base di questi canali e più sottile alla sommità dove si notano lamine oblique a grande scala o stratificazione incrociata. In particolare si rinviene in questa zona un grosso banco conglomeratico che incide direttamente i sedimenti sottostanti e che ha spessore dell'ordine di 40-50 metri all'incirca pari alla sua larghezza. Si tratta in definitiva di sedimentazione in canali marcati alla base da nette superfici di erosione. Lateralmente a questi depositi grossolani « in canali » si rinvengono i depositi arenacei più sottili (arenarie a grana media e fine, talora siltiti o argille). La sedimentazione arenacea e quella conglomeratica si ritrovano alternate e lateralmente e verticalmente; nelle zone meridionali comunque le facies conglomeratiche sono più diffuse che in quelle settentrionali.

Questi sedimenti, per le caratteristiche anzidette, costituiscono conoidi sottomarine profonde nelle quali si aveva una sedimentazione grossolana in « canali » e sedimentazione arenacea siltosa nelle zone laterali. Queste conoidi sono dovute prevalentemente a colate di materiale grossolano in matrice arenacee e colate di sabbia che si sono variamente susseguite nel tempo. Il materiale pelitico è infatti da riferire ai sedimenti connessi con tali colate e in parte a normale sedimento pelagico con faune prevalentemente planctoniche. In tale ambiente di sedimentazione arrivavano blocchi calcarei della serie di piattaforma o materiale alloctono delle Argille Varicolori in colate o coltri; la messa in posto di questi elementi estranei alla sedimentazione terrigena avveniva con notevoli fenomeni di erosione sul fondo. D'altro canto il loro arrivo influenzava, talvolta marcatamente, le condizioni ambientali; ad es. nella zona di Capriglia sopra di una estesa e potente coltre di Argille Varicolori (spessore intorno a 500 metri) si rinvengono depositi argillosi e arenacei di ambiente neritico con pettinidi, ostreidi, gasteropodi. Interessante è anche la situazione di S. Mango sul Calore dove sulla coltre di Argille Varicolori, che incide notevolmente il substrato arenaceo, si rinvengono sedimenti pelitici; tale situazione si ripete più volte. I sedimenti pelitici rappresentano il prodotto della normale sedimentazione pelagica e sono dovuti all'arrivo della coltre nel bacino che modificando la topografia del fondo, crea aree nelle quali non si ha sedimentazione arenacea grossolana.

(4) A tali conclusioni giungono anche Torre M. e Ortolani F. in un lavoro sui sedimenti miocenici del M. Alpi in corso di pubblicazione.

I depositi del ciclo Langhiano-Tortoniano sono in definitiva sedimenti sinorogenetici deposti contemporaneamente a fasi distrofiche in condizione di notevole instabilità del bacino.

IX - WILDFLYSCH E ARGILLE VARICOLORI.

Ogniben 1963 precisa il significato del termine Wildflysch quale risulta da vari studiosi che hanno affrontato il problema: « ...*nel Wildflysch si associano il fenomeno di sedimentazione di una normale facies fliscioide ad alternanze arenaceo-argillose, ed il fenomeno di messa in posto mediante trasporto orogenetico di grossi blocchi o zolle o lame di terreni affatto estranei e talora enigmatici... Queste strutture vengono generalmente messe in relazione col trasporto orogenetico di vicine falde, che possono essere visibili oppure nascoste da ricoprimenti successivi e perciò ignote.*

Infine si osservano nel Wildflysch banconi di brecce grossolane, costituiti dagli stessi materiali dei blocchi esotici, ma regolarmente intercalati nel flysch di composizione affatto diverse. Il deposito di queste brecce viene attribuito a normali processi di erosione dei blocchi esotici emergenti dalla superficie del mare, oppure con più probabilità a crolli di natura meccanica di scarpate sottomarine costituite dagli stessi blocchi o lembi esotici o da vere e proprie cordigliere (Lugeon, 1916, 1947) ».

Abbiamo riportato questa lunga citazione da Ogniben 1963 perchè ci sembra definisca con chiarezza il termine di Wildflysch e dia una soddisfacente spiegazione di questi fenomeni.

Questa definizione ed interpretazione si applica a nostro avviso perfettamente ai sedimenti terrigeni che abbiamo studiato dai Monti della Maddalena fino al Matese: depositi in facies terrigene contenenti blocchi esotici di dimensioni variabili, scivolati tettonicamente in depositi terrigeni, e banconi di brecce, di materiale identico a quello dei blocchi esotici, dovuti per lo più a franamenti sottomarini.

Nello stesso lavoro Ogniben puntualizza la differenza tra Wildflysch e « Argille Scagliose ». In questo lavoro chiamiamo genericamente Argille Varicolori formazioni alloctone simili alle Argille Scagliose. « *Le Argille Scagliose risultano costituite da terreni più o meno intensamente tettonizzati, provenienti principalmente da un'originaria formazione sedimentaria di argille variegate nonchè da formazioni tipo flysch e del tipo « calcescistoso »... variamente mescolate in placche e lenti e lame più o meno stirate e contorte. Sia le formazioni più o meno argillose dominanti, che i blocchi competenti in esse contenuti, hanno insieme subito un trasporto orogenico in posizione alloctona... o parautoctona... o semiautoctona... In seguito al comune trasporto tettonico la parte incompetente delle argille variegate dei flysch e delle formazioni « calcescistose » viene a costituire la fondamentale massa argillosa tettonizzata, mentre i banchi di rocce competenti, calcari o arenarie, che si alternavano nelle stesse formazioni, si ritrovano tettonicamente ridotti a spezzoni insieme ad altri blocchi o lembi alloctoni o parautoctoni strappati al substrato della falda* ».

I blocchi esotici nel Wildflysch non debbono essere necessariamente costituiti da rocce competenti: anche materiale tipo Argille Varicolori è intercalato in depositi flyscioidi; il fenomeno della messa in posto ha le stesse caratteristiche del « classico » Wildflysch con rocce competenti. Anche in questa interpretazione del termine di Wildflysch seguiamo Ogniben 1963.

Vi sono comunque alcune limitazioni obbiettive al termine Wildflysch, in questa sede ci preme soltanto metterle in evidenza in quanto l'indeterminatezza del termine non nuoce all'esatta comprensione dei fenomeni.

Durante il nostro studio nell'Appennino campano-lucano nei sedimenti terrigeni miocenici abbiamo ritrovato blocchi di calcari mesozoici, trasportati orogenicamente nei depositi terrigeni, al bordo dei quali si rinvengono materiali delle Argille Varicolori talora in scarse quantità, talora abbondanti. Vogliamo far notare cioè che vi sono tutti i termini di passaggio da blocchi esotici scivolati gravitativamente nel flysch miocenico, a blocchi strappati al substrato dalla falda delle Argille Varicolori: ovviamente è spesso difficile stabilire quando i blocchi esotici siano scivolati gravitativamente e quando le Argille

Varicolori abbiano esercitato una vera e propria azione di « *erosione del substrato* ». È da notare comunque che questa azione di erosione è possibile solo quando le falde si muovono sotto forti carichi. Il problema consiste nel porre un limite ai due fenomeni ed è stato trattato di recente da Hsu (1968), che introduce tra l'altro una nuova nomenclatura.

Ancora una limitazione al termine Wildflysch è data dalla indeterminatezza delle dimensioni dei blocchi esotici; il problema nell'appennino campano-lucano si pone sia per le Argille Varicolori che per « *massicci calcarei* ». Nei depositi terrigeni miocenici vi sono masse di Argille Varicolori e di calcari di dimensioni variabili da pochi metri cubi a milioni di metri cubi: si passa cioè gradualmente da depositi tipo Wildflysch a delle vere e proprie coltri alloctone. Spesso è possibile mettere in evidenza che la massa di minori dimensioni si sono messe in posto in modo « subitaneo » come una frana sottomarina mentre la falda procede con maggior lentezza, e che frane sottomarine di materiale alloctono rappresentano le parti avanzate delle falde stesse; resta comunque il problema del limite dimensionale tra i due fenomeni.

A nostro avviso a questi depositi alloctoni messi in posto per subitanei franamenti sottomarini si dovrebbe riservare il termine *olistotroma* e non al prodotto di frane sottomarine intraformazionali. Il termine potrebbe comprendere « *intervalli caotici intercalati a normali successioni stratigrafiche... costituiti da sedimenti, se non del tutto estranei al bacino di sedimentazione in cui si rinvengono, almeno differenti nettamente come facies rispetto a quelli nei quali sono intercalati* (*ad es. facies marginali di un bacino incluse caoticamente nelle successioni di facies distali*) » (Cocco e Pescatore, 1968).

X - FLYSCH DI CASTELVETERE (IRPINIA).

Riteniamo opportuno dare un nome formazionale ai termini miocenici terrigeni che bordano i « massicci calcarei » soprattutto sul versante adriatico (e che talora poggiano sopra a questi con contatto stratigrafico), perchè essi pur essendo caratterizzati, soprattutto nella porzione basale, da numerose variazioni di facies, presentano nell'insieme caratteristiche litologiche comuni e hanno la stessa posizione stratigrafica e lo stesso significato tettonico.

Sinonimi.

Arenarie di Chiusano S. Domenico (Civita M., 1967.

Conglomerati di S. Mango sul Calore (Civita M., 1967).

Arenarie tipo molassa (De Castro-Coppa M. G., Moncharmont-Zei M. e al., 1969).

Definizione della formazione.

Alternanze di arenarie spesso a grana grossa passanti a conglomerati, siltiti ed arenarie siltose, puddinghe poligeniche a matrice arenacea e argille marnose e siltose; le arenarie arcosico-litiche sono il termine litologico più tipico e arealmente più diffuso.

In questa formazione sono riconoscibili a più altezze stratigrafiche intercalazioni di materiale caotico alloctono (Argille Varicolori s.l.) e di blocchi di dimensioni variabili sino a molte migliaia di metri cubi appartenenti alla serie carbonatica di piattaforma.

Rapporti con i terreni sotto e sovrastanti.

I terreni che costituiscono questa formazione poggiano con contatto stratigrafico per lo più « pseudotrasgressivo » (vedi testo) sulla piattaforma carbonatica interna o su coltri alloctone. Superiormente questa formazione è limitata da depositi alloctoni (Argille Varicolori s.l.) o dai sedimenti del successivo ciclo Messiniano-Pliocene inferiore.

Questa formazione è da considerarsi almeno parautoctona o alloctona essendosi spostata verso l'Adriatico insieme con la piattaforma carbonatica durante la fase tettonica tortoniana.

Variazioni e rapporti laterali.

Le variazioni laterali non sono tanto marcate a scala regionale quanto a scala locale per la diversa percentuale dei componenti li-

tologici fondamentali che causano brusche variazioni di facies verticali e orizzontali.

È possibile correlare, a nostro avviso, il flysch di Castelvetere con le seguenti formazioni, che costituiscono tutte un ciclo di sedimentazione Langhiano-Tortoniano:

— Arenarie di Caiazzo, Ogniben 1957
— Formazione di S. Giorgio, Selli 1962
— Flysch di S. Bartolomeo, Crostella e Vezzani 1964
— Flysch di Faeto, Crostella e Vezzani 1964
— Flysch di Gorgoglione, Selli 1962
— Formazione di Serra Palazzo, Selli 1962.

Area tipo ed estensione.

Consideriamo area tipo quella parte dell'Irpinia compresa tra il massiccio del Terminio, Tuoro (nella zona di Chiusano S. Domenico, Castelvetere, Montemarano) e l'abitato di Lapio. L'estensione areale di questa formazione non è ancora perfettamente definita, comunque è stata da noi riscontrata in una fascia d'ampiezza variabile che borda l'Appennino campano-lucano sul versante adriatico almeno dal Matese ai Monti della Maddalena.

Località e sezione tipo.

Come località tipo viene scelto il paese di Castelvetere sul Calore perchè situato in posizione quasi centrale nella zona tipo. La sezione più completa ed indicativa parte dal versante nord-orientale di M. Castelluccio (propaggini orientali di M. Tuoro), passa per S. Mango sul Calore e termina immediatamente a sud dell'abitato di Lapio. La descrizione di questa sezione è stata già effettuata nel testo (vedi pag. 361).

Dati paleontologici.

Nella successione descritta per la sezione tipo ed in altre numerose campionature effettuate in questa formazione sono stati rinvenuti quasi esclusivamente microfossili. L'elenco delle forme riconosciute nelle varie località è riportato nel testo (vedi pag. 365).

Considerazioni cronostratigrafiche.

In base alle forme riscontrate possiamo dire che la formazione da noi presa in esame ha inizio con il Langhiano probabilmente medio-superiore ed è troncata all'altezza del Tortoniano inferiore. Microfaune di età cretacica, eocenica ed oligocenica, infine, si rinvengono nelle Argille Varicolori alloctone.

Considerazioni ambientali.

Questa formazione, costituita in prevalenza da materiale arenaceo arcosico-litico, spesso a grana grossa, indica una rapida sedimentazione terrigena che avviene per l'intensa erosione di una terra cristallina. In questo bacino durante la sedimentazione si ha la messa in posto per scivolamenti gravitativi di colate o di coltri di materiale alloctono e della piattaforma carbonatica interna o di porzioni più o meno estese di questa. Questo materiale alloctono inserendosi a più altezze stratigrafiche nella normale sedimentazione arenacea testimonia una notevole instabilità tettonica del bacino e dei suoi bordi e conferisce alla formazione, specialmente nella sua porzione basale, tipiche caratteristiche di Wildflysch (Ogniben 1963).

Le strutture sedimentarie riscontrate indicano spesso modalità di deposizione da colate di sabbia e frane sottomarine e solo occasionalmente nelle zone più esterne (verso l'Adriatico) si riconoscono vere e proprie torbiditi. Si tratta, in genere, di una tipica sedimentazione da conoidi sottomarine con deposizione di materiale grossolano nei canali e materiale più sottile nelle aree laterali.

Le microfaune sono prevalentemente planctoniche e il benthos presente è costituito spesso da forme di habitat profondo. Raramente, nei depositi basali sono presenti anche biofacies di ambiente costiero. L'ambiente di sedimentazione può considerarsi pertanto genericamente neritico circalittorale o, al più, epibatiale.

Napoli, Istituto di Geologia, novembre 1969.

Dopo la stesura del presente lavoro è stata pubblicata la ponderosa e importante memoria di L. Ogniben: *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano* (Mem. Soc. Geol. It., **8**, 1969). Molte delle nostre vedute concordano, nelle linee essenziali, con lo schema proposto nel suddetto studio; tuttavia siamo dell'opinione che alcuni fenomeni da noi messi in evidenza, quali ad esempio la traslazione della piattaforma interna nel Langhiano e i connessi depositi tipo Wildflysch, non possono limitarsi solo alle zone da noi prese in esame ma debbano essere presenti anche più a sud, nell'area illustrata da Ogniben, come già risultava anche da Scandone 1967.

BIBLIOGRAFIA

Accordi B. - 1963 - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **4**, 595-634, 9 figg.

Accordi B. - 1966 - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese.* Geol. Romana, **5**, 355-406, 33 figg., 1 carta.

Accordi B., Devoto G., La Monica G. B., Praturlon A., Sirna G., Zalaffi M. - 1967 - *Il Neogene nell'Appennino laziale-abruzzese.* IV Congr. Int. Comit. Neogene Medit., 30 pp., 1 fig., 1 tav.

AGIP Mineraria - 1957 - *Foraminiferi padani (Terziario e Quaternario).* Atlante iconografico (Milano).

Anelli M. - 1939 - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale.* Atti Soc. Natural. Matem. Modena, **70**, 1-13, 1 fig.

Angelucci A. - 1966 - *La serie miocenica nella media Valle Latina (Frosinone).* Geol. Romana, **5**, 425-452, 17 figg., 1 tab.

Ardigò G. - 1957 - *Osservazioni geologiche sulle alte valli del Calore e dell'Ofanto (Appennino Meridionale).* Boll. Sc. Geol. It.., **79**, 67-100, 10 figg.

Ardigò G. - 1958 - *Osservazioni geologiche sull'alta valle del Tusciano e sulla media valle del Sele. Considerazioni generali sull'evoluzione geologica dei M. Picentini (App. merid.).* Boll. Serv. Geol. d'It., **77**, 253-292, 13 figg.

Ardigò G. - 1964 - *Nuove vedute su alcuni problemi sedimentologici, morfologici e strutturali dell'Appennino meridionale con particolare riguardo al gruppo dei Monti Picentini (Campania).* Boll. Soc. Geol. It., **83**, 1, 1, 239-272, 1 fig., 2 tavv.

Baldacci F., Elter P., Giannini E., Giglia G., Lazzarotto A., Nardi R. & Tongiorgi M. - 1967 -*Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo « Macigno » dell'Appennino settentrionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **6** (2), 213-244, 6 figg., 1 tav.

Beneo E. - 1956 - *Accumuli terziari da risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **68** (1-2), 291-319, 1 fig.

Beneo E. - 1957 - *Il problema « argille scagliose » - « flysch » in Italia e sua probabile risoluzione. Nuova nomenclatura.* Boll. Soc. Geol. Ital., **75** (1956) (3), 53-68.

Behrmann R. B. - 1936 - *Die faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung.* Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Mat. Phys. Kl., s. 3, (15), IV + 125 pp., 45 figg., 10 tavv.

Blow W. H. - 1959 - *Age, correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozòn formations, Eastern Falcon, Venezuela.* Bull. Amer. Paleont., **39**, n. 178, pp. 67-251, 5 figg., 14 tavv., 14 tabb. (Ithaca).

Blow W. H. - 1969 - *Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy.* Proc. Ist. International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, **1**, 199-422, 52 tavv.

Boenzi F. & Ciaranfi N. - 1968 - *Sulla presenza di depositi da frane sottomarine nelle argille varicolori dell'Appennino lucano.* Boll. Soc. Geol. Ital., **87** (3), 505-509, 2 figg.

Boenzi E. & Ciaranfi N. - 1970 *Stratigrafia di dettaglio del « Flysch di Gorgoglione » (Lucania).* Mem. Soc. Geol. It., **9**, 65-79, 8 figg., 4 tavv.

Boenzi F., Ciaranfi N. & Pieri P. - 1968 - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano.* Mem. Soc. Geol. Ital., **7** (3), 379-392, 7 figg., 3 tavv.

Bolli H. M. - 1957 - *Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I.* U.S.N.M. Bull. n. 215, pp. 97-123, 8 tavv. (New York).

Bolli H. M. - 1966 - *Zonation of Cretaceous to Pliocene Marine Sediments based on planktonic Foraminifera.* Asoc. Ven. Geol. Min. Petr., Bol. Inf., **8**, n. 5, 119-149, 1 tav. (Caracas).

Bonardi G. - 1966 - *Osservazioni geologiche sui monti di Laurìa.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **75**, 181-200, 3 figg., 5 tavv.

Brancaccio L. - 1964 - *Microfauna del lembo di Flysch tortoniano di Piano Sazzano presso il lago Laceno, M.te Cervialto (Bagnoli Irpino).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **73**, 77-92, 2 tavv.

Carissimo L., D'Agostino O., Loddo C. & Pieri M. - 1963 - *Petroleum exploration by AGIP Mineraria and new geological information in Central and Southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf.* 6th Petr. Int. Congr., sect. 1, 267-292, 20 figg., 2 tabb.

Cati F., Colalongo M. L., Crescenti U., D'Onofrio S., Follador U., Pirini Raddrizzani C., Pomesano Cherchi A., Salvatorini G., Sartoni S., Premoli Silva I., Wezel F. C., Bertolino V., Bizon G., Bolli H. M., Borsetti Cati A. M., Dondi L., Feinberg H., Jenkins D. G., Perconig E., Sampó M., Sprovieri R. - 1968 - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici.* Boll. Soc. Geol. Ital., **87** (3), 491-503, 2 tabb.

Centamore E. - 1969 - *Contributo alla geologia della Basilicata: la stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel II quadrante del foglio 187 « Melfi ». Nota preliminare.* Boll. Serv. Geol. d'It., **89**, 23-35, 7 figg., 1 tav.

Centamore E. e Valletta M. - 1969 - *Contributo alla conoscenza geologica dell'Appennino molisano.* Boll. Serv. Geol. d'Ital., **89**, 53-64, 6 figg., 1 tav.

Chiocchini U. - 1969 - *Olistostromi nei dintorni di Montemarano (F. 186 - S. Angelo dei Lombardi - IV (NO).* Boll. Soc. Geol. It., **88**, 381-390, 8 figg.

Chiocchini U. - 1969 - *Una serie oligomiocenica a nord di Torella dei Lombardi (F. 186 « S. Angelo dei Lomardi » - IV NE).* Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, 65-74, 6 figg., 1 tav.

Ciaranfi N. - 1965 - *Osservazioni geologiche sul gruppo del M. Raparo (Lucania sudoccidentale).* Ist. Geol. Univ. Bari. Studi geologici e morfologici reg. lucana, I, 20 pp., 2 figg.

Cita M. B., Premoli Silva I. e Rossi R. - 1965 - *Foraminiferi planctonici del Tortoniano tipo.* Riv. It. Paleont. Strat., **71**, n. 1, pp. 217-308, 9 figg., 13 tavv. (Milano).

Cita M. B. & Blow W. H. - 1969 - *The Biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian in the type-sections in Italy.* Riv. Ital. Paleont., **75**, n. 3, pp. 549-603.

Civita M. - 1967 - *Alcune osservazioni preliminari sulla tettonica del Massiccio del Terminio - Tuoro (Irpinia).* Boll. Soc. Nat., **75**, 9-23, 3 figg., 3 tavv.

Civita M. - 1969 - *Idrogeologia del massiccio del Terminio - Tuoro (Campania).* Mem. e note dell'Ist. di Geol. Appl. Napoli, **9**, 102 pp., 32 figg., 1 tav.

Cocco E. & Pescatore T. - 1968 - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **77**, 51-91, 25 figg.

Colacicchi R. - 1966 - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche.* Mem. Soc. Geol. Ital., **5** (1), pp. 1-18, 2 figg.

Coppa M. G. - 1967 - *La microfauna delle argille mioceniche dei dintorni di Salerno.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **75**, 75 pp., 3 figg., 3 tabb., 3 tavv.

Coppa De Castro M. G., Moncharmont Zei M. e altri - 1969 - *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania).* Atti Acc. Gioenia, Catania, Serie VIII, Vol. I (Suppl. di Sc. Geol.), 479-512, 2 figg., 7 tavv.

Crescenti U. - 1966 - *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese.* Geol. Romana, **5**, 1-54, 9 figg., 4 tabb., 2 tavv.

Crostella A. & Vezzani L. - 1964 - *La geologia dell'Appennino foggiano.* Boll. Soc. Geol., **83** (1), 121-142, 4 figg. 3 tavv.

D'Argenio B. - 1961 - *Sul Miocene autoctono del M. Camposauro (gruppo del Taburno - Benevento).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **70**, 77-79.

D'Argenio B. - 1963 - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. Ital., **4** (2), 52 pp. 10 figg., 8 tavv.

D'Argenio B. 11 1966 - *Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **75**, 497-552, 21 figg., 4 tabb., 3 tavv.

D'Argenio B. - 1966 - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **5** (4), 279-299, 1 fig., 1 tav.

D'Argenio B. - 1967 - *Geologia del gruppo del Taburno - Camposauro (Appennino Campano).* Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 3, **6** (2), 218 pp., 39 figg. 19 tavv., 3 tavv. f. t.

D'Argenio B. & Scandone P. - 1970 - *Jurassic facies pattern in the Southern Apennines (Campania-Lucania).* Coll. on the Mediterranean Jurassic, Budapest 1969, 27 pp., 2 tavv. (prestampa).

De Riso R. - 1968 - *Sulla geologia e lo stato di dissesto dell'alta Valle del F. Sele (Campania).* Mem. e Not. Ist. Geol. Oppl. Napoli, **10**, 43 pp., 17 figg., 2 tavv.

Dessau G. - 1953 - *Contributo alla geologia della zona di Ariano Irpino (provincie di Avellino e Foggia).* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **74** (1952) (1), 195-234, 1 tab., 1 tav.

Devoto G. - 1967 - *Note geologiche sul settore centrale dei Monti Simbruini ed Ernici (Lazio nord-orientale).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 5-112, 23 figg.

Dondi L. & Papetti I. - 1965 - *Sul ritrovamento di una microfacies con Miogypsina e Lepidocyclina al fondo del Pozzo Contursi 1 (m. 3478) nel Cilento.* Geol. Romana, **4**, 7-40, 6 figg., 9 tavv.

Fancelli R., Ghelardoni R. & Pavan G. - 1966 - *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **5** (1), 67-90, 8 figg.

Ghezzi G. & Bayliss D. D. - 1964 - *Uno studio del flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **84** (1963), 3-64, 10 figg., 8 tavv.

Ghezzi G. & Marchetti M. P. - 1964 - *Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del Terziario superiore della Calabria e Basilicata.* Mem. Soc. Geol. Ital., **4** (2), 20 pp., 4 figg.

Grandjacquet C. - 1963 - *Importance de la tectonique tangentielle en Italie méridionale.* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., s. 2, **5** (2), 109-113, 2 figg.

Grandjacquet C. - 1963 *Schema structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie).* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., s. 2, **5** (3), 185-202, 14 figg.

Glangeaud L., Grandjacquet C., Bousquet J. C. & Archain C. - 1962 - *Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie meridionale (Italie).* Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **3** (1961) (6), 619-624, 2 figg.

Hsu K. J. - 1968 - *The principles the melange and their beaning to the Franciscane - Knoxville paradox.* Geol. Soc. Americ. Bull., **79**, pp. 1063-1074.

Ietto A. - 1963 - *I rapporti tettonici fra « scisti silicei » e dolomia nei dintorni di Giffoni Vallepiana (Salerno).* Mem. Soc. Geol. Ital., **4** (2), 15 pp., 7 figg., 2 tavv.

Ietto A. - 1964 - *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel Salernitano.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **62** (1963), 31-44, 6 figg. 2 tavv.

Ietto A. - 1965 - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Nat. Napoli, **74**, 65-85, 13 figg.

Ietto A., Pescatore T. & Cocco E. - 1965 - *Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **74**, 396-402, 1 tav.

Ippolito F. & Lucini P. - 1957 - *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. Ital., **75** (1956) (3), 139-167, 11 figg., 1 tav.

Jacobacci A. & Martelli G. - 1958 - *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **79** (3-4-5), 565-577.

Jacobacci A. & Martelli G. - 1967 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala* 1:100.000. *Foglio 174 Ariano Irpino,* 64 pp., 13 figg., Roma.

Jacobacci A., Martelli G. & Perno U. - 1959 - *Osservazioni geologiche nel Foglio 163 « Lucera » (Italia meridionale).* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **80** (1), 69-72.

Malatesta A. - 1958 - *Cenni sui risultati delle campagne geologiche effettuate durante l'anno 1956 (Sicilia: Patti, App. Merid.: Benevento).* Boll. Serv. Geol. It., **79**, 475-477.

Manfredini M. - 1963 - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale).* Mem. Soc. Geol. Ital., **4** (2), 15 pp., 1 tav.

Manfredini M. - 1964 - *Schema dell'evoluzione tettonica della Penisola Italiana.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **84** (1963), 101-130, 3 tavv.

Marini M. - 1967 - *Affioramenti paleocenici ed eocenici a nord del monte Marzano.* Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5**, f. 3, 19 pp., 3 figg., 1 tav.

Marini M. - 1968 - *Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Laviano (Salerno) e Sant'Ilario di Atella (Potenza).* Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5**, 1-1, 37-63, 5 figg., 1 tav.

Ogniben L. 1957 - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta).* Boll. Soc. Geol. Ital., **75** (1956) (3), 169-179, 3 figg.

Ogniben L. - 1953 - *Stratigrafia e microfaune del Terziario della zona di Caiazzo (Caserta).* Riv. Ital. Paleont. Strat., **64** (2), 89-142, 6 tabb., 3 diagr., (3), 199-286, 8 tavv.

Ogniben L. - 1960 - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale.* Riv. Min. Sicil., **11** (64-65), 183-212, 2 figg., 2 tavv.

Ogniben L. - 1963 a - *Le formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale).* Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **24**, 58 pp., 15 figg.

Palmentola G. - 1967 - *Sui rapporti tra la « formazione di Stigliano » e la « formazione di Serra Palazzo » nei dintorni di Tolve (Potenza).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 291-297, 1 tav.

Palmentola G. - 1970 - *Nuovi dati e considerazioni sulle formazioni di Serra Palazzo in Lucania.* Mem. Soc. Geol. It., **9**, 81-90, 6 figg.

Pescatore T. - 1965 - *La facies di transione nel gruppo di M. Marzano.* Boll. Soc. Natur., Napoli, **74**, 149-158, 1 fig., 3 tavv.

Pescatore T. - 1965 - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica.* Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 3, **5** (4), 101-145, 12 figg., 9 tavv.

Pescatore T. - 1967 - *Miocenic turbidites of Sorrento Peninsula* e *Western Cilento Flysch.* In Angelucci et al. - *Sedimentological characteristics of some Italian turbidites.* Geol. Romana, **6**, 391-395, 6 figg.

Pieri M. - 1966 - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol. Romana, **5**, 407-424, 3 figg.

Scandone P. - 1961 - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rdc. Acc. Sc. Fis. Mat. Soc. Sc. Lett. Arti Napoli, s. 4, **28**, 436-444, 1 fig., 2 tavv.

Scandone P. - 1964 - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **72** (1963), 125-131.

Scandone P. - 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 1-175, 68 figg., 17 tavv.

Scandone P. & Sgrosso I - 1965 - *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretaceo superiore al Miocene.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **74**, 159-177, 9 figg., 10 tavv.

Scandone P., Sgrosso I. & Vallario A. - 1967 - *Finestra tettonica nella serie calcareo-silico-marnosa lucana presso Campagna (Monti Picentini, Salerno).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 3-10, 2 figg.

Scarsella F. - 1957 - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. Ital., **75** (1956) (3). 115-137.

Selli R. - 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. Geologia, s. 2, **26** (1954-55), 1-54, 2 tabb., 9 tavv.

Selli R. - 1962 - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **3**, 737-789, 1 tav.

Sgrosso I. - 1963 - *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **72**, 150-153, 2 tavv.

Sgrosso I. - 1966 - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica nella zona di Vietri di Potenza con particolare riguardo alla trasgressione miocenica.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **75**, 463-495, 3 figg. 5 tavv.

Sgrosso I., Torre M. - 1968 - *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni (Matese).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **77**, 131-158, 4 figg., 4 tavv.

Signorini R. - 1939 - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano.* Rdc. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 6, **29** (10), 558-562, 1 fig.

SIGNORINI R. - 1947 - *Struttura marginale dell'Appennino Lucano. Nota I.* Rdc. Acc. Naz. Lincei. Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 8, 2 (5), 642-646, 2 figg.

SIGNORINI R. - 1947 - *Struttura marginale dell'Appennino Lucano. Nota II.* Rdc. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 8, **2** (6), 808-812, 2 figg.

VALLARIO A. - 1964 - *Osservazioni su alcuni affioramenti miocenici nel Casertano.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **73**, 176-185, 6 figg.

VALLARIO A. & DE MEDICI G. B. - 1967 - *Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria settentrionale. I: La serie del Colle Trodo.* Boll. Soc. Geol. Ital., **86** (2), 233-252, 15 figg.

VEZZANI L. - 1967 - *La sezione tortoniana di Perosa sul fiume Sinni presso Episcopia (Potenza).* Geol. Romana, **5**, 263-280, 18 figg., 1 tav.

VEZZANI L. - 1967 - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza).* Geol. Romana, **6**, 87-120, 19 figg., 1 tav.

ZALAFFI M. - 1963 - *Segnalazione di un livello con piccole coproliti fosfatiche e glauconitiche nel Miocene del Lazio meridionale.* Geol. Romana, **2**, 331-341.

ZANZUCCHI G. - 1959 - *Nota preliminare sui sedimenti miocenici nelle alte valli dell'Ofanto e del Sele.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **80** (2-3), 97-123, 5 tavv.

INDICE

Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (Serie calcareo-silico-marnosa) (*)

Nota della Dott. LAURA MARIA DE STASIO
presentata dai Soci FRANCESCO SCARSELLA e MARIO TORRE

(Tornata del 9 giugno 1969)

RIASSUNTO

Lo studio biostratigrafico di alcune sezioni della parte bassa del flysch galestrino, affiorante in varie località della Lucania, ha permesso di attribuirle al passaggio Giurassico-Cretacico cioè Portlandiano-Valanginiano.

È stata studiata, in particolare, l'associazione microfaunistica rinvenuta e ne vengono descritte ed illustrate alcune delle più interessanti specie.

SUMMARY

Biostratigraphic study of some sections coming from the lover part of the « galestrino » flysch, exhibited in various outcrops of Lucania (South Apennines), indicate the Portlandian-Valanginian age and the situation of this part of the series at the transition Jurassic-Cretaceous.

Particular attention has been payed to the microfauna associations; some of the more interesting species are described and illustrated in detail.

PREMESSA E PRECEDENTI CONOSCENZE.

In Lucania il « flysch galestrino » segue in continuità di sedimentazione alla successione degli « scisti silicei » (LUCINI 1956). Nella suddetta formazione alternanze di calcari marnosi più o meno siliciferi, marne, argilliti e talora brecciole calcaree sono i principali tipi litologici.

Segnalazioni di microfauna nel flysch galestrino sono molte rare. LUCINI, MASPERONI e SPADA (1957) segnalano al Km 118 della S.S. 19, la presenza di globotruncane in argilliti nerastre. Successivamente LUCINI (1958) descrive questa microfauna e l'attribuisce al Campaniano-Maastrichtiano. RICCHETTI (1961) segnala, nella parte bassa del flysch galestrino affiorante nella zona di Pignola-Abriola, la presenza di *Coscinoconus* sp. ed attribuisce il livello fossilifero al Cretacico inf.. CRESCENTI (1966) segnala, nel flysch galestrino affiorante nella Valle del Torrente Fiumarella, la presenza di discocyclina, alveoline, *Disticoplax biserialis* (DIETRICH). *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, ed attribuisce questa associazione al Paleocene-Eocene inf. e medio. Recentemente MARINI M. (1968) assegna agli « argilloscisti galestrini » di Bella un'età comprensiva tra l'Eocene sup. e l'Oligocene (partim ?).

Nel presente lavoro vengono illustrati i risultati di ricerche biostratigrafiche condotte nel flysch galestrino in varie località della Lucania essendosi accertato che l'unica segnalazione micropaleontologica valida per il flysch galestrino è quella di RICCHETTI (1961), mentre la microfauna di LUCINI, MASPERONI e SPADA (1957) è contenuta, non nel flysch galestrino, ma nel « flysch nero » (Formazione di Creta Nere, SELLI 1962) e la microfauna di CRESCENTI (1966) « flysch rosso » (SCANDONE 1967). Per quanto riguarda la segnalazione di MARINI (1968) è da precisare che l'Autore parla di « scisti silicei » di facies Bella (e data il flysch

---

(1) Lavoro eseguito con il contributo del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del C.N.R.

galestrino in base all'età di questi) laddove si tratta non della formazione degli scisti silicei, ma di « flysch rosso ».

La campionatura per lo studio biostratigrafico del flysch galestrino è stata effettuata su numerosi profili, nonchè prelevando campioni sparsi in varie località.

Descrizioni dei profili campionati.

Nel flysch galestrino, che, come è noto, in Lucania è in continuità di sedimentazione sugli scisti silicei, si possono distinguere tre tipi principali: Tipo a), Tipo b), Tipo c) (Scandone 1967).

— il Tipo a) giace sugli scisti silicei della *facies S. Fele* e *Pignola-Abriola* e della *facies Armizzone*, a N di una linea ideale congiungente il Lago Sirino e S. Chirico Raparo. È costituito da una alternanza di calcari marnosi più o meno siliciferi, marne argilliti, brecciole calcaree gradate. I calcari di colore variabile dal biancastro al grigio-verdognolo in strati, e più raramente in banchi, presentano frequentemente la caratteristica fessurazione latente della « pietra paesina ». Talvolta nella parte inferiore gli strati mostrano una tessitura granulare con evidente gradazione;

— il Tipo b) è in continuità di sedimentazione con gli scisti silicei della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*. È costituita da una alternanza di calcari marnosi più o meno siliciferi, marne silicifere e argilliti grigie e soprattutto nerastre. I calcari raramente presentano gradazione, e solo nella parte più bassa dello strato, per pochi centimetri;

— il Tipo c) giace sugli scisti silicei delle *facies Lagonegro - Sasso di Castalda e Armizzone* a S di una linea ideale congiungente il Lago Sirino e S. Chirico Raparo. Esso è costituito da una monotona alternanza di calcari siliciferi e di argilliti nerastre con rari livelli di marne scagliose, e si differenzia dal flysch galestrino di tipo b) perchè le argilliti si presentano laminate, lucide, con tracce di metamorfismo.

Per il presente lavoro sono state effettuate campionature nei tre tipi di flysch galestrino, e qui di seguito se ne dà la descrizione per ogni singola località:

Tipo a)

— *S. Fele, Località Iscatore*, Tav. 187, III - NO Muro Lucano.

La sezione affiorante in tale località è costituita da una alternanza di calcareniti e brecciole gradate, calcilutiti più o meno marnose, marne, argilliti giallastre, verdognole e grigio piombo. La successione passa inferiormente con gradualità agli scisti silicei.

In sezione sottile nelle brecciole sono state rinvenute: *Protopeneroplis* sp., *Neotrocholina* aff. *valdensis*, alcuni foraminiferi indeterminabili sia arenacei che ialini.

Lo spessore della sezione campionata è di circa 80 metri.

— *Bella, strada Bella-Muro Lucano, al Km. 11,100*; Tav. 187, III - NO Muro Lucano.

La successione è molto simile a quella di S. Fele, da cui differisce solo per la presenza di calcilutiti e marne rossastre che mancano nella sezione di S. Fele. Inoltre è stato possibile prelevare un campione disgregabile che ha fornito microfauna sciolta.

In sezione sottile sono state riscontrate: *Protopeneroplis* sp., *Neotrocholina* aff. *valdensis*, *Nautiloculina* sp. e foraminiferi arenacei (tra cui textularidi). Dal residuo di lavaggio di un solo campione (GB) si è ottenuta una microfauna ricca di *Nodosariidae* (*Lenticulina*); *Involutinidae* (*Trocholina*), *Lituolidae* e qualche *Rotalidae*.

Lo spessore è di circa 10 metri.

— *Li Foi di Picerno, Località Pietra Lucente*; Tav. 199, IV - NE Picerno.

È stata campionata la parte bassa del flysch galestrino, che passa con gradualità agli scisti silicei. La successione si differenzia da quella di S. Fele e di Bella per una minore percentuale di brecciole calcaree e per una maggiore abbondanza di calcilutiti.

Nelle brecciole sono state riconosciute quasi tutte le forme precedentemente elencate.

La sezione campionata ha uno spessore di 50 metri.

— *Rifreddo, strada Forestale Rifreddo - Pignola;* Tav. 199, I - NO Potenza.

La sezione è abbastanza simile a quella di Li Foi di Picerno.

Come a Bella, è stato possibile trovare un campione disgregabile (G 37) che ha fornito: *Nodosariidae*, *Involutinidae* (tra cui *Protopeneroplis* sp.), *Lituolidae* (tra cui *Nautiloculina* sp.) oltre qualche rotalide. Questi foraminiferi sono presenti anche nelle sezioni sottili.

La sezione campionata ha uno spessore di circa 40-50 metri.

— *Abriola, strada Abriola-Anzi*, in corrispondenza del *Torrente La Fiumarella*, Tav. 199, I - SE Anzi.

Per questa campionatura è stato scelto un intervallo privo di brecciole per esaminare anche la parte prevalentemente pelitica, costituita da calcari marnosi più o meno siliciferi e da argilliti grigie e nerastre.

Nei calcari marnosi, purtroppo, è stata riconosciuta una associazione a soli Radiolari e spicole di Spugna, mentre le argilliti sono risultate sterili.

Lo spessore è di 40 metri circa.

— *Savoia di Lucania, Vallone delle Mezzane* (versante sinistro orografico), Tav. 199, IV - SO Polla.

La sezione campionata è molto simile a quella del Torrente La Fiumarella.

Anche in questa località i calcari contengono Radiolari e spicole di Spugna; e le argilliti sono sterili.

— *Paterno, Località Serra di Paterno*, Tav. 199, II - SO Marsico-Vetere.

È stata campionata la parte basale del flysch galestrino, in regolare passaggio stratigrafico agli scisti silicei. La successione è costituita da una alternanza di calcilutiti, marne, argilliti e brecciole.

Solo in queste ultime sono stati rinvenuti foraminiferi con guscio agglutinante di scarso o nullo valore stratigrafico.

Lo spessore della serie è di 10 metri circa.

Sono state, inoltre, effettuate campionature sparse nella zona di S. Cataldo, (Tav. 187, III - SE S. Ilario di Atella); e in quella tra Potenza e Brindisi di Montagna, in particolare in Località Bosco Le Piane al Km. 482 della S.S. 7.

In questa ultima località le brecciole calcaree campionate hanno fornito: *Nautiloculina* sp., *Neotrocholina* aff. *valdensis* ed altre forme con gusci arenacei o ialini.

Tibo b)

— *Lagonegro, margine NE della Grada alla confluenza tra il Torrente Bonfilio e il Fiume Serra*, Tav. 210, II - NO Lagonegro.

È stata campionata la parte basale del flysch galestrino in regolare passaggio graduale ai sottostanti scisti silicei. La successione è costituita da una monotona alternanza di calcilutiti grigie, più o meno silicifere, alquanto manganesifere e argilliti plumbee, con rari strati di diaspri manganesiferi.

In questa serie le calcilutiti contengono solo Radiolari e spicole di Spugna, mentre le argilliti sono sterili.

Lo spessore è di circa 10 metri.

— *Marsico Nuovo, Località Parco delle Lama, presso le sorgenti dell'Agri*, Tav. 199, II - NO Marsico Nuovo.

La successione è identica a quella di Lagonegro.

Anche qui le calcilutiti contengono solo Radiolari e spicole di Spugna, mentre le argilliti sono risultate sterili.

Lo spessore della sezione campionata è di 80 metri circa.

Sono stati ancora prelevati numerosi campioni sparsi presso Sasso di Castalda (Tav. 199, III - NE Brienza), lungo la strada Calvello - pendici E della Serra di Calvello (Tav. 199, II - NO Marsico Nuovo), presso Marsico Nuovo, in località S. Donato; nel Lagonegrese in località Grarette al margine occidentale della struttura di Gianni Griecu (Tav. 210, I - SO Rocca Rossa), sulla strada Lagonegro-Madonna del Brusco al Km. 124,400 della S.S. 19, M. Sirino, presso la sorgente le Fontanelle e la sorgente Gavitone (Tav. 210, II - NE M. Sirino), presso la Cappella S. Angelo (Burrone Caranunceddo) (Tav. 210, II - NO Lagonegro).

I numerosi campioni esaminati hanno dato, quando non sono risultati del tutto sterili, solo una associazione a Radiolari e spicole di Spugna.

Tipo c)

Nel flysch galestrino di tipo c) non sono state campionate serie, ma sono stati prelevati solo campioni sparsi. Le località sono: al termine della struttura l'Ariannaccia - Tempa delle Cipolle, lungo la strada S.S. 19 (Tav. 210, II - NE M. Sirino) e lungo la mulattiera che costeggia tale struttura.

Qualche altro campione è stato prelevato lungo l'incisione del fiume Sinni a S di Tempa la Petra (Tav. 210, II - NE M. Sirino).

In tale tipo di flysch galestrino i calcari siliciferi contengono solo Radiolari e spicole di Spugna, mentre le argilliti nerastre, che si presentano molto laminate, lucide e limitatamente metamorfosate, sono risultate, ancora una volta, sterili.

Considerazioni biostratigrafiche.

Nel corso dello studio biostratigrafico dei tre tipi di flysch galestrino, precedentemente descritto, si è osservato che microfaune cronologicamente significative sono presenti soltanto nei campioni del flysch galestrino di tipo a). In particolare, le due campionature effettuate presso Rifreddo e Bella sono le più ricche di microfossili.

Si pone in rilievo che alcune forme delle associazioni microfaunistiche rinvenute nel flysch galestrino sono già presenti nella porzione terminale (50-60 metri) della serie degli scisti silicei.

I foraminiferi rappresentano la quasi totalità del residuo organico e tra essi prevalgono nettamente le forme bentoniche a guscio ialino. Sono presenti 7 famiglie comprensive di 15 generi e di 24 specie; le famiglie più ricche di generi e specie sono *Nodosariidae* e *Involutinidae*. Sono presenti anche, ma in quantità nettamente subordinata, forme a guscio agglutinante appartenenti alle famiglie *Lituolida*, *Verneuilinidae* e *Textularidae*.

Le forme rinvenute sono (2):

LITUOLIDAE		
Lituola cfr. *difformis* (Lamarck) 1804 emend. Maync	R	B
Lituola obscura Barnard & Banner	R	B
Nautiloculina sp.	R	
TEXTULARIIDAE		
Textularia chapmani Lalicker		B
Textularia sp.		B
Pseudobolivina sp.		B
VERNEUILINIDAE		
Gaudryina alexanderi Cushman	R	B
Verneuilina tricarinata D'Orbigny		B
NODOSARIIDAE		
Lenticulina cfr. *incrassata* Marie	R	
Lenticulina münsteri (Roemer)		B
Lenticulina cfr. *polylobata* Payard	R	B
Lenticulina sp. 1	R	B
L. (*Saracenaria*) sp.	R	B
L. (*Vaginulina*?) sp.	R	
Lingulina sp.		B
Pseudonodosaria sp.		B
ROTALIIDAE	R	B
INVOLUTINIDAE		
Protopeneroplis sp.	R	
Trocholina alpina (Leupold)	R	B
Trocholina elongata (Leupold)	R	B
Trocholina molesta Gorbatchik	R	
Neotrocholina aff. *valdensis* Reichel	R	B
Neotrocholina cfr. *friburgensis* Guillaume & Reichel	R	
ANOMALINIDAE		
Anomalinoides sp.	R	B

Tra gli altri organismi associati ai foraminiferi i più abbondanti sono i Radiolari che rientrano nella Fam. *Liospheridae* (gen. *Cenosphera*), *Cyrtoidae* e *Paradiscidae*.

Tra l'altro si rinvengono frammenti di alghe riferibili ai generi: *Mercierella* Dragastan (con la specie *M. dacica* Dragastan), *Bacinella* Radoicic, e piccoli frammenti appartenenti alle Fam. *Codiaceae* (probabile *Cayeuxia*) e *Dasycladaceae*.

Sono presenti ancora spicole di Spugna, radioli di Echinidi, rarissimi Ostracodi, piccoli Gasteropodi e Brachiopodi e frammenti piritizzati.

In tutto l'elenco riportato, solo due lituolidi, *L. difformis* e *L. obscura*, indicherebbero un'età più recente del Cretacico inferiore. Ma

---

(2) Le sigle indicano che la forma è stata riscontrata rispettivamente nelle serie di Rifreddo (R), di Bella (B) o in entrambe le serie (R B).

a questo riguardo è opportuno precisare che la prima, oltre ad essere caratterizzata da una grande variabilità intraspecifica, non è del tutto identica alla forma di LAMARCK (emendata da MAYNC nel 1952) e che la seconda è stata rinvenuta (a quanto risulta) solo da BARNARD & BANNER nel Cretacico superiore di Norfolk, in Inghilterra, e mai più segnalata in letteratura: pertanto, non essendo ancora sufficientemente conosciuta nè la comparsa nè l'estensione stratigrafica, non si ritiene che essa possa considerarsi come specie tipica del Senoniano.

Per il resto, viceversa, tutte le forme stratigraficamente significative indicano un'età compresa tra il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore, e più precisamente compresa tra il Portlandiano e il Valanginiano. Infatti si ha un'associazione caratterizzata dalla presenza dei gen. *Protopeneroplis*, *Nautiloculina*, *Neotrocholina*, *Trocholina*; tale associazione indica un intervallo compreso tra il Kimmeriggiano e il Portlandiano superiore. Ma c'è da tener presente il rinvenimento di specie come la *Trocholina elongata* e la *Trocholina alpina*, che iniziano nel Valanginiano, e la presenza della specie *Protopeneroplis* sp., che è stata più volte rinvenuta dalla dott.ssa R. RADOICIC in terreni di età valanginiana (com. pers.).

Infine è da segnalare l'importante rinvenimento, in alcuni clasti, di *Tintinnidi*. Essi sono stati riscontrati nella sola serie di Rifreddo e precisamente nel camp. G 35/12. (Tav. III, fig. 20).

Da quanto detto, si può pertanto dedurre che l'età di questa porzione del flysch galestrino (parte bassa della formazione) appartiene al passaggio Portlandiano-Valanginiano.

CONCLUSIONI.

L'insieme delle osservazioni compiute sul terreno e lo studio delle serie effettuate nel flysch galestrino della Lucania, costituito da un'alternanza di argilliti, calcilutiti più o meno silicifere e subordinatamente brecciole calcaree gradate, ha messo in luce che le argilliti sono costantemente sterili e le calcilutiti contengono solo Radiolari e spicole di Spugna, mentre solo nelle brecciole è presente un'associazione microfaunistica a foraminiferi che ne permette la datazione.

Le microfaune descritte in questo lavoro sono state rinvenute in brecciole contenute nella parte bassa della formazione, a non più di 30-40 metri sopra al tetto degli scisti silicei. Tali brecciole, intercalate ai sedimenti pelitici (che rappresentano probabilmente la sedimentazione normale del bacino) sono gradate e depositate a mezzo di correnti di torbida: le microfaune contenute sono, quindi, certamente rimaneggiate, ma il fenomeno è di carattere interformazionale per cui è possibile attribuire l'età dell'associazione microfaunistico anche ai sedimenti che la contengono.

Le microfaune sono inoltre omogenee ed uniformi ed attribuibili al passaggio Giurassico-Cretacico (Portlandiano-Valanginiano); ciò è in perfetto accordo con il fatto che la sottostante serie degli scisti silicei (a cui il flysch galestrino segue con passaggio stratigrafico per intercalazioni) è stata riconosciuta continua dal Lias al Malm. In nessun caso, infatti, si nota sul terreno discontinuità o lacuna stratigrafica tra il tetto degli scisti silicei e la base del flysch galestrino. Un'altra conferma dell'età attribuita a tali sedimenti è fornita dai già ricordati Tintinnidi rinvenuti in alcuni clasti delle brecciole della serie di Rifreddo.

Concludendo, si ritiene che l'intervallo del flysch galestrino studiato, può attribuirsi, con ogni probabilità, al passaggio Giurassico-Cretacico (Portlandiano-Valanginiano) o al massimo al Cretacico inferiore (Valanginiano).

DESCRIZIONE MICROPALEONTOLOGICA.

Si descrivono qui di seguito le forme (generi e specie) di foraminiferi più interessanti stratigraficamente o morfologicamente, precisando che, in alcuni casi, lo scarso numero di esemplari rinvenuti non ha permesso di giungere a determinazioni sicure nè di decidere per l'istituzione di nuovi generi o specie.

Per alcune forme viene fornita anche una illustrazione fotografica o un disegno alla camera lucida.

La classificazione adottata è quella di LOEBLICH & TAPPAN in MOORE, 1964.

Fam. LITUOLIDAE

gen. *Lituola* LAMARCK, 1804

Lituola cfr. *difformis*

Tav. III, figg. 22-23

Alcuni esemplari presenti nella microfauna del flysch galestrino vengono riferiti solo dubitativamente alla specie *Lituola difformis* (LAMARCK) emend. MAYNC, 1952. Un carattere specifico di tale specie è la grande variabilità nella conformazione del guscio. Gli individui presentano uno stadio giovanile ad avvolgimento planispirale ed uno stadio adulto svolto con andamento uniseriale. Tale stadio può essere rappresentato da una o più camere. Esse aumentano rapidamente di dimensioni nello stadio iniziale, ma si mantengono poi di dimensioni costanti nel secondo stadio.

Il guscio è agglutinante; nelle sezioni orientate è possibile, a volte, osservare la scarsezza del materiale da esso agglutinato. In sezione si osserva anche che le logge dello stadio avvolto sono ovoidali, mentre quelle dello stadio uniseriale tendono ad assumere una forma triangolare.

Inoltre è possibile osservare, nel corso dell'ontogenesi, l'evoluzione dell'apertura: infatti essa è costituita da un solo poro nel primo stadio giovanile, e da più pori (fino a 4-5) nelle camere ultime formate del secondo stadio.

Gli esemplari descritti coincidono per molti caratteri con quelli illustrati da MAYNC dai quali però si discostano solo per i setti che si presentano più sottili.

Si ritiene che non sia possibile determinare specificamente le forme riscontrate, dato l'ampio campo di variabilità nella conformazione del guscio di questa specie, e le non sempre favorevoli condizioni di conservazione dei fossili; pertanto ne deriva una grande difficoltà nel tener sicuramente distinte queste forme da quelle alle quali di volta in volta assomigliano.

La specie è stata istituita e a tutt'oggi ritrovata nel Cretacico superiore (Senoniano) dei dintorni di Meudon (Francia).

Lituola obscura BARNARD & BANNER, 1953.

Tav. III, fig. 21

Lituola obscura - BARNARD & BANNER, 1953, p. 181, pl. VII, fig. 7a, b.

I pochi esemplari rinvenuti sono identici a quelli illustrati da BARNARD e BANNER. Essi presentano, infatti, un avvolgimento iniziale planispirale con un numero di camere variabili da 10 a 14 ed uno stadio finale uniseriale composto da 2 a 4 camere; l'apertura è cribrata, in posizione areale; è caratteristica la presenza di un deposito di materiale calcareo del guscio nel punto di distacco tra lo stadio avvolto e quello uniseriale svolto.

Questa specie è stata istituita e a tutt'oggi rinvenuta solo nel Cretacico superiore (Senoniano sup. - Maastrichtiano inf.) di Council's pit, Norfolk, Inghilterra.

gen. *Nautiloculina* MOHLER, 1938, emend. BRÖNNIMAN, 1967.

Nautiloculina sp.

Tavv. II - III, figg. 12-19

Tale genere è presente con numerosi esemplari sia nel residuo di lavaggio del camp. G 37, che nelle sezioni sottili della serie di Rifreddo.

Gli esemplari rinvenuti mostrano un guscio calcareo imperforato, con bordo subacuto, avvolgimento planispirale involuto, con una piccola e ben definita depressione da ambo i lati; tale depressione è visibile sia negli esemplari sciolti che nelle loro sezioni assiali.

In sezione equatoriale si osservano 2-3 giri di spira con 11-12 camere per giro. Tali dati, però, non possono essere confrontati con quelli relativi alle due note specie di *Nautiloculina* poichè gli esemplari rinvenuti presentano un guscio usurato e mancano sempre di uno o più giri di spira.

Le camere sono di forma subrettangolare per cui il rapporto tra lunghezza ed altezza di esse non è uguale come si può riscontrare invece per la *N. oolithica* MOH.. L'apertura, osservata nelle sezioni trasversali ed oblique, è posta alla base dei setti.

Le osservazioni effettuate sulle sezioni as-

siali coincidono con la descrizione del genotipo data da BRÖNNIMAN (1967) nel suo lavoro sulla revisione della *N. circularis* (SAID & BARAKAT), 1959, ma ne differiscono per quanto riguarda i setti. Infatti negli esemplari rinvenuti non si riscontra nessun elemento che permetta di considerarli bilamellari, contrariamente a quanto detto da BRÖNNIMAN (1967), ed inoltre mostrano uno spessore minore della muraglia esterna.

Considerando che il materiale disponibile è troppo scarso ed il suo stato di conservazione non permette una più completa ed approfondita diagnosi, si indicano tali forme come *Nautiloculina* sp..

Forme molto simili a queste sono state rinvenute anche da GUSIC (1969) nella Croazia centrale. L'A. ritiene che le forme rinvenute possono rappresentare, probabilmente, una nuova subspecie della specie *N. colithica*, e pur tuttavia le indica, in accordo anche con la dott. R. RADOICIC (1966), come *Nautiloculina* sp..

Sarebbe, a tale proposito, necessario, ma esula dal presente lavoro, uno studio più approfondito di tali forme ed un confronto diretto con gli esemplari rinvenuti da GUSIC al fine di tentare una esatta attribuzione specifica di tali lituolidi.

La distribuzione del genere è caratteristica di tutto il Giurassico.

Fam. INVOLUTINIDAE

gen. *Protopeneroplis* WEYNSCHENK, 1950
Protopeneroplis sp.

Tavv. I - II, figg. 6-11

Nel residuo di lavaggio del campione G 37 è stato trovato un foraminifero a guscio calcareo, non trasparente, fortemente usurato per cui non è stato possibile studiarne le caratteristiche morfologiche esterne. Neanche la immersione in liquidi come acqua, glicerina o benzolo ha dato buoni risultati. Quindi è stata effettuata una sezione trasversale risultata leggermente obliqua che ha permesso di identificare tale foraminifero come appartenente al gen. *Protopeneroplis*; altri esemplari di tale genere sono stati riscontrati nelle sezioni sottili di roccia.

In sezione trasversale il guscio mostra un avvolgimento planispirale involuto, costituito da due giri di spira e non si nota alcuna tendenza allo svolgimento.

La muraglia calcarea è composta da due strati, l'interno scuro micrograniulare e l'esterno chiaro (ialino) a struttura probabilmente fibroso-raggiata. I giri di spira successivi non sono tangenti tra loro perchè separati da tale strato calcareo-ialino che circonda inoltre, sul lato esterno, tutto il guscio come una carena.

Ogni giro di spira comprende 14-18 camere di forma sub-rettangolare di dimensioni crescenti gradualmente. I setti formati dal solo strato calcareo microgranulare, sono diritti o leggermente inclinati. L'apertura areale, semplice e ben visibile, è posta verso la base del setto, la cui parte inferiore si presenta generalmente più o meno ispessita. La presenza di camerette aperturali nelle ultime camere formatesi, come illustrato da FARINACCI (1964), non è mai stata osservata.

Le osservazioni compiute sono troppo poche per giungere ad una sicura determinazione specifica; pur tuttavia i caratteri osservati permettono di escludere che tali forme appartengono alla specie *Protopeneroplis striata* WEY., presente negli scisti silicei.

La distribuzione stratigrafica di questo genere secondo vari AA. è Dogger-Malm.

Forme di *Protopeneroplis* sp. del tutto identiche a quelle ora descritte, sono state rinvenute dalla dr.ssa R. RADOICIC in terreni del Cretacico inferiore (Valanginiano) delle Dinaridi (3).

gen. *Neotrocholina* REICHEL, 1955
Neotrocholina aff. *valdensis* REICHEL, 1955

Tav. I, figg. 1-5

Associate alle numerose forme di *Trocholina alpina* (LEUPOLD) (1935) e *Trocholina elongata* (LEUZOLD) (1935) sono state rinvenute altre forme attribuite al genere *Neotrocholina* REICHEL, 1955 per il loro guscio calcareo-ialino.

(3) Comunicazione personale della dott.ssa R. RADOICIC, che ringrazio vivamente per i consigli e suggerimenti fornitimi.

Gli esemplari rinvenuti presentano una forma conica, ed una faccia basale piana occupata, per la maggior parte, da pilastri irregolari di dimensioni variabili. Lateralmente, non si nota la presenza di solchi e si ha un passaggio graduale dei pilastri a delle coste marginali. Sulla faccia dorsale sono visibili 5-6 giri di spira marcati da leggere suture. L'apertura non è visibile.

In sezione assiale, la loggia presenta inizialmente un'altezza uguale alla larghezza, e solo negli ultimi due giri diviene più larga che alta, a lume rettangolare con gli angoli arrotondati.

Il proloculo, sferico, non è visibile, ma il piccolo diametro del primo giro può far supporre che esso sia microsferico. I pilastri sono visibili solo sugli esemplari sciolti, mentre in sezione non sono visibili in quanto sono stati obliterati dalla ricristallizzazione.

Sono state effettuate misure del diametro, dell'altezza e dell'angolo apicale sia su esemplari sciolti che su esemplari in sezione sottile, scegliendo sezioni sicuramente assiali, per un totale di 23 individui. Sono stati ricavati quindi dei dati confrontabili con quelli relativi allo olotipo descritto da REICHEL (1955). Si riportano, qui si seguito, i valori medi trovati ed in parentesi i valori relativi all'olotipo:

d (diametro) = 1,86 mm (0,54 mm)
h (altezza) = 1,17 mm (0,21 mm)
R (d/h) = 1,52 (2,58)
angolo apicale = 83,6° (117°).

Dal confronto dei valori si ricava che il rapporto ottenuto è circa la metà di quello riferibile all'olotipo, per cui la *Neotrocholina* rinvenuta non solo è più grande, ma presenta anche una spira più alta ed un apice più acuto di *N. valdensis*, essendo l'angolo apicale marcatamente inferiore.

I dati, sopra riportati, sono stati ulteriormente confrontati con i valori della *N. valdensis* REICHEL riportati da GUILLAUME (1963), ed anche da tale confronto si ricava che la *Neotrocholina* rinvenuta presenta delle dimensioni maggiori ed una spira più alta. Si può ritenere, considerando il solo angolo apicale, che, con ogni probabilità, essa possa rappresentare il « tipo » di *Neotrocholina valdensis* REIC. a spira alta.

Nel complesso, non potendo ascrivere con certezza gli esemplari rinvenuti alla specie *N. valdensis* REIC., nè potendo considerare tali esemplari come varietà di *N. valdensis*, si reputa opportuno indicarli come specie ad essa affine.

Sono stati rinvenuti solo 25 esemplari che presentano un guscio integro, ma il numero è insufficiente per poter giungere ad una sicura determinazione specifica.

REICHEL ha rinvenuto ed istituito la *Neotrocholina valdensis* nei terreni del Cretacico inferiore (Valanginiano) d'Arzier (Svizzera).

Fam. NODOSARIIDAE

gen. *Lenticulina* LAMARCK, 1804 (4)
Lenticulina münsteri (ROEMER)

Robulina münsteri ROEMER, 1839, p. 48, pl. 20, figs. 29a, b.
Lenticulina münsteri (ROEMER) - GORDON, 1962, p. 526, text-figs. 2 (1, 2) (con sinonimi).
Lenticulina muensteri (ROEMER) - GORDON, 1965, p. 840, text-figs. 5, 6 (9-10).
Lenticulina-muensteri (ROEMER) - GORDON, 1967, p. 451, pl. 4, figs. 4, 12-14.

Nella serie di Rifreddo (residuo di lavaggio del camp. G 37) sono stati rinvenuti alcuni esemplari del gen. *Lenticulina*, riferibili alla specie *L. münsteri* (ROEMER).

Essi presentano un guscio ad avvolgimento planispirale involuto, di forma lenticolare, di composizione calcareo-ialina. Lo spessore del guscio è pari ad 1/3 o 1/2 del diametro massimo. La periferia è subacuta e carenata. L'umbone, formato da un bottone di calcite ialina,

(4) È opportuno precisare, prima di procedere alla descrizione delle varie specie di *Lenticulina*, che in base agli ultimi studi effettuati da BARNARD (1950), POKORNY (1963), LOEBLICH & TAPPAN (1964) e GORDON (1966) tutte le forme di Nodosariidae, di età giurassica, andrebbero raggruppate sotto l'unico genere *Lenticulina* LAMARCK (1804). Tale necessità deriverebbe dal fatto che le forme, essendo ancora all'inizio del loro stadio evolutivo non presentano marcate differenziazioni morfologiche, tali da permettere una netta distinzione fra i vari generi. Per tale ragione GORDON ritiene che nel Giurassico le suddivisioni di questo gruppo di foraminiferi in vari generi e specie risulterebbero forzate se non addirittura arbitrarie.

In tale lavoro, si condivide tale ipotesi e si riuniscono forme di nodosaridi ad avvolgimento planispirale che presentano caratteri non sempre ben definiti nell'unico genere *Lenticulina* LAMARCK 1804.

può essere allo stesso livello della superficie del guscio, o essere leggermente rialzato rispetto ad esso; tale bottone non è sempre trasparente. Nell'ultimo giro vi sono in media 10 camere, la cui forma, in sezione trasversa mediana, è simile ad un triangolo isoscele; i setti tra le camere sono leggermente convessi verso la parte anteriore del guscio e si prolungano fino al centro di esso; le suture sono limbate. Tale specie presenta un proloculo sferico visibile negli esemplari sezionati.

Tali esemplari si discostano dalla *Lenticulina münsteri* e dalla *Lenticulina ordinaris* Schyfsma, 1949, alla quale solo qualche esemplare si avvicina per avere gli ultimi 2 o 3 setti leggermente depressi e per l'apertura ovale, anzichè radiata come nell'olotipo. L'apertura è posta all'apice esterno della faccia aperturale che è di forma triangolare, piana o leggermente bombata. D'altro canto, però, la *Lenticulina* descritta da Franke come *Cristallaria* (*Robulina*) *münsteri* (Roemer) mostra una distinta apertura ovale. In base agli studi compiuti da vari AA. sembra che l'apertura ovale preceda, nel corso dell'evoluzione di un foraminifero, quella radiata; pertanto gli esemplari rinvenuti si possono attribuire senz'altro alla *L. münsteri* (Roemer).

Essa è stata originariamente rinvenuta in terreni del Cretacico inferiore del Nord della Germania, ma Gordon (1961) la riscontra anche in terreni del Giurassico superiore (Oxfordiano) nella località di Cambrigeshire.

Lenticulina cfr. *polylobata* Payard, 1947

Sono stati rinvenuti numerosi esemplari provenienti sia dalla serie di Rifreddo (camp. G 37) che dalla serie di Bella (camp. GB).

Il guscio di forma lenticolare, biumbonato, biconvesso, ha un avvolgimento planispirale involuto. La periferia subacuta presenta una carena più o meno sviluppata. Le camere sono leggermente arcuate, più alte che larghe, ed il loro numero nell'ultimo giro di spira, è di 9-10. Le suture sono limbate più o meno lisce; esse sono ricurve e la loro convessità aumenta verso la periferia.

L'umbone è formato da un ispessimento di calcite chiara e trasparente e può presentarsi a volte molto sporgente o appena accennato. L'apertura è rotonda ed è posta all'angolo periferico dell'ultima camera. La faccia aperturale triangolare, è piccola e piatta, ed i suoi bordi abbracciano una parte del giro precedente. L'ornamentazione, quando c'è, si presenta con sottili coste in corrispondenza delle suture.

Gli esemplari non possono essere descritti con maggiore dettaglio e precisione per il loro cattivo stato di conservazione. Essi si discostano dalla specie *L. polylobata* solo per il numero molto minore delle camere (circa 18 nell'olotipo).

Payard ha rinvenuto e descritto la *L. polylobata* nel Lias sup. (Toarciano-Aleniano) di Pont de Mézeux, presso Pointiers in Francia.

Lenticulina sp. 1

Tav. III, figg. 24-25

Nei due lavati fossiliferi G 37 e GB, sono stati rinvenuti alcuni esemplari riferibili al genere *Lenticulina* Lamarck. Essi presentano una forma lenticolare simmetrica, biumbonata, con bordo periferico acuto. L'avvolgimento è planispirale, involuto, formato da un massimo di due giri e mezzo di camere. Il contatto fra i vari giri di spira è marcato dalla presenza di un deposito calcareo ialino, che continua esternamente lungo tutto il bordo del guscio, dando origine ad una carena di dimensioni costanti. Le camere sono piccole e numerose per ogni giro di spira, e crescono gradualmente di dimensioni. Esse sono più lunghe che alte e presentano quindi una forma sub-rettangolare. Attraverso le pareti del guscio si possono distinguere, in trasparenza, i giri precedenti. I setti tra le camere sono ricurvi e relativamente spessi.

La composizione del guscio è calcareo-ialina. L'apertura rotonda è situata all'angolo periferico della faccia aperturale, che è piuttosto piccola, e con i bordi arrotondati. Nelle sezioni trasversali si vede chiaramente il proloculo di forma sferica. La superficie esterna è quasi sempre senza ornamentazioni; in un solo caso vi sono delle coste, che però non sembrano essere in relazione con i setti.

In base alle osservazioni che si sono potute compiere, non si è potuti giungere ad alcuna

determinazione specifica, poichè alcuni tra i più importanti caratteri descritti (camere, piccole e numerose, presenza di carena di dimensioni costanti, etc.) non figurano in alcuna specie illustrata e descritta nella letteratura consultata.

Pertanto, poichè i dati in possesso non sono sufficienti per attribuire questi esemplari di *Lenticulina* a nessuna specie nota, si ritiene opportuno indicare tali foraminiferi come *Lenticulina* sp. 1.

Complessivamente sono stati isolati una ventina di esemplari di cui tre in buone condizioni di conservazione. Di dieci di essi sono state effettuate sezioni orientate assiali e trasversali.

BIBLIOGRAFIA

Abriss E. - 1962 - *Leitfessilien der Mikropalaontologie.* Gebruder Borutraeger, Berlin, Nikolassee.

A.G.I.P. Mineraria - 1959 - *Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene medio).* S. Donato Milanese.

Barnard T. - 1950 a - *Foraminifera from the lower Lias of the Dorset Coast.* Quart. J. Geol. Soc. London, n. 419, VI. CV, part. 3, pp. 347-391, figg. 11.

Barnard T. & Banner E. T. - 1953 - *Arenaceous foraminifera from the upper Cretaceous of England.* Quart. J. Geol. Soc. London, n. 434, V. CIX, parte 2, pp. 173-216, pl. VII-IX.

Brönnimann P. - 1967 - *Re-examination of the morphology of Nautiloculina oolitica* Mohler, *1938.* CRS. Soc. Phys. Hist. Natur. de Genéve, n.s., vol. 2, fasc. 1.

Brönnimann P. - 1967 - *Re-examination of the morphology of Nautiloculina circularis* (Said e Barakat), *1959, from the Upper Jurassic of Egypt and Israel.* C.R.S., Soc. Phys. Hist. Natur. de Genéve, n.s., vol. 2, fasc. 1.

Brun L., Peybernès B. & Rey J. - 1969 - *Le Dogger des Pyrénées ariégeoises.* Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse, t. 105, fasc. 3-4, Tolosa.

Cheylan G., Magnè J., Sigal J. e Grecoff N. - 1953 - *Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondage d'El Krachem (Hauts Plateaux Algérois). Description de quelques espéces nouvelles.* Boll. Soc. Géol. France, ser. VI, vol III, pp. 471-492, tavv. XIV.

Crescenti U. - 1966 - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche.* Boll. Soc. Geol. It., 85, pp. 541-579, figg. 3, Roma.

Cros P. e Neumann M. - 1964 - *Contribution à l'étude des formations à Triasina* Majzon *des Dolomites centrales.* Revue de Micropal., vol. 7, n. 2, pp. 125-137, Paris.

Cushman J. A. - 1937 a - *A monography of the foraminiferal family Verneuilinidae.* C.L.F.R.S.P., n. 7, pp. 1-157, tavv. 1-20, Mass.

Cushman J. A. - 1937 b - *A monography of the foraminiferal family Valvulinidae.* C.L.F.R.S.P., n. 8, pp. 1-210, tavv. 1-20, Mass.

Cushman J. A. - 1955 - *Foraminiferal, their classification and economic use.* Ed. 4ª, Mass. Harv. Univ. Press, Cambridge.

Cuvillier J. e Szakall V. - 1949 - *Foraminiféres d'Aquitaine (I partie).* Soc. National Petroles d'Aquitaine, Ed. Boisseau, Toulouse.

De Lorenzo G. - 1894 - *Sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis., s. 5, 3, pp. 135-139, 309-312, 351-354, Roma.

Del Sere M. - 1966 - *« Lagenidae » del Lias dell'Albenga (Bergamo).* Riv. Ital. Pal. Strat., vol. 72, n. 1, pp. 147-188, tavv. 12-15, Milano.

Ellis B. F. e Messina A. R. - 1940 e segg. - *Catalogue of Foraminifera.* Am. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ., New York.

Espitalie J. e Sigal J. - 1960 - *Microfaunes du Domérien du Jura méridional et tu détroit de Rodez.* Rev. Micropal., vol. 3, n. 1, pp. 52-59, tavv. 1-2, Paris.

Farinacci A. - 1964 - *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di Protopeneroplis striata* Weynschenk, *1950 (foraminifera).* Geol. Rom., vol. III, pp. 41-48, figg. 1-5. Roma.

Farinacci A. - 1965 - *I foraminiferi di un livello marnoso nei calcari diasprigni del Malm (Monti Martani, Umbria).* Geol. Rom., vol. IV, pp. 229-258, figg. 47, Roma.

Farinicci A. e Radoicic R. - 1964 - *Correlazione tra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* La ricerca scientifica, a. 34, s. 2, pt. 2-A, vol. 7, n. 2, pp. 269-300, tavv. 15, figg. 4, Roma.

Glaessener M. F. - 1945 - *Principles of micropaleontology.* Carlton Victoria, Melbourne Univers. Press.

Gordon W. A. - 1962 - *Some foraminifera from the Ampthil Clay, Upper Jurassic, of Cambridgeshire.* Paleontology, vol. 4, part. 4, pp. 520-537, figg. 1-2, London.

Gordon W. A. - 1965 - *Foraminifera from the Corallian Beds, Upper Jurassic, of Dorset, England.* Jour. Paleont., vol. 39, n. 5, pp. 828-863, figg. 1-11, Oklahoma.

Gordon W. A. - 1966 - *Varation and its significance in classification of some English Middle and Upper Jurassic nodosariid foraminifera.* Micropaleont., vol. 12, n. 3, pp. 325-332, figg. 1-11, tavv. 2, New York.

Gordon W. A. - 1967 - *Foraminifera from the Callovian (Middle Jurassic) of Brora, Scotland.* Micropaleont., vol. 13, n. 4, pp. 445-464, tavv. 1-4, New York.

Guillaume H. e Reichel M. - 1957 - *Neotrocholina friburgensis n. sp. Foraminifére de l'Urgonien alpin.* Ecl. Geol. Helv., vol. 50, n. 2, pp. 268-288, tav. 1, figg. 2, Svizzera.

Guillaume S. - 1963 - *Les trocholines du Crétacé inferier de Jura.* Rev. Micropal., vol. 5, n. 4, pp. 257-276, tavv. 6, Paris.

Gusic I. - 1969 - *Some new and inadequaly known jurassic foraminifers from central Croatia.* Geol. Vjesnik Instituta, Zagreb, 22, pp. 55-88, pl. I-XV.

Ippolito F. e Lucini P. - 1957 - *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 75 (1956), n. 3, pp. 139-167, figg. 2, tav. 1, Roma.

Loeblich A. R. e Tappan H. - 1964 - *Protista in Moore R. C. «Treatise on Invertebrate Paleontology».* Part. C, 1 e 2, pp. 1-900- figg. 653, Kansas University Press.

Lucini P. - 1956 - *Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del «flysch» e quella degli scisti silicei nel territorio di Lagonegro in Basilicata.* Boll. Soc. Geol. It., 75, fasc. I, pp. 16-23, figg. 4, Roma.

Lucini P. Masperoni L., Spada L. - 1957 - *Dati micropaleontologici sul «flysch» del versante tirrenico della Basilicata ed osservazioni sulle rocce ignee basiche del M. Cerviero nell'Appennino Calabro-Lucano.* Boll. Soc. Geol. It., 76, pp. 67-80, figg. 5, Roma.

Lucini P. - 1958 - *Su due microfaune del flysch del versante tirrenico della Basilicata.* Boll. Soc. Geol. It., 77, fasc. 3, pp. 173-181, Roma.

Luperto E. - 1961 - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Palaeontographia Italica, 57 (1962), n.s., 27, pp. 1-9, tavv. 1-5, fig. 1, Pisa.

Luperto E. - 1964 - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Paleont. Ital., 57 (1962), n. s., 27, pp. 1-9, fig. 1, tavv. 5, Pisa.

Luperto E. - 1966 - *Presenza di Foraminiferi giurassici nei calcari con selce di S. Fele.* Boll. Soc. Geol. It., 85, pp. 275-285, figg. 7, Roma.

Maync W. - 1952 - *Critical taxnomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the family Lituola nautolidea* Lamarck *1804.* C. Cush. Fond. F.R., vol. III, n. 2, pp. 35-56, tavv. 9-12, Washington.

McGugan A. - 1957 - *Upper Cretaceous foraminifera from northern Ireland.* Jour. Paleont., vol. 31, n. 2, pp. 329-348, figg. 4, Oklahoma.

Mohler, Willi - 1938 - *Mkropalaontologische Undersushungen in der nordschweizerischen Juraformation.* Schweiz. Paleont. Gesell., Abnandl., vol. 60, pp. 1-53, tavv. 1-4, figg. 1-10.

Moullade M. - 1960 - *Sur quelques foraminiféres du Crétacé inferieur des Baronnies (Drome).* Rev. Micropal., vol. 3, pp. 131-142, tavv. 2, Parigi.

Neumann M. - 1967 - *Manuel de micropaléontology des foraminiféres (Sistematique-stratigraphie).* Gauthier-Villars, Parigi.

Orlov Yu. - 1959 - *Fundamentals of paleontology.* Izdatel'stvo Akad. Nauk SSR-Moskova. (Israel Progr. Scien. Traslations Jerusalem 1962).

Praturlon A. - 1964 - *Calcareous algae from Jurassic-cretaceous limestone of central Appennines (southern Latium-Abruzzi).* Geol. Rom. III, pp. 171-202, figg. 34, Roma.

Radina B. - 1957 - *Appunti preliminari al rilevamento geologico della zona compresa tra S. Fele e Muro Lucano (Tav. 187 - II - NO).* Boll. Soc. Geol. It., 76, fasc. 3, pp. 60-62, Roma.

Radina B. - 1958 - *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano.* Boll. Soc. Geol. It., 77, fasc. 3, pp. 183-203, fig. 8, tavv. 2, Roma.

Radoicic R. - 1960 - *Microfacies du Cretace et du Paleogene des Dinarides externes de Yangoslavic.* Inst. Rech. Geol. R.P. C.N.R.A. Gora, ser. A, vol. IV, tav. XVII, pag. 69.

Reichel M. - 1955 - *Sur une trocholine du Valanginien d'Arzier.* Ecl. Geol. Helv., vol. 48, n. 2, pp. 396-408, tav. XIV-XVI, figg. 5.

Ricchetti G. - 1961 - *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza).* Boll. Soc. Geol. It., 80, fasc. 3, pp. 247-268, figg. 10, cart. 2, Roma.

Scandone P. - 1961 - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Sc. Lett. Arti, Napoli, s. 4, 28, pp. 436-444, fig. 1, tavv. 2, Napoli.

Scandone P. - 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. Napoli, 76, pp. 301-474, figg. 68, tavv. XVII, Napoli.

Scarsella F. - 1957 - *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 76, fasc. 3, pp. 53-59, fig. 1, Roma.

Tacoi M. L., Zoja L. - 1957 - *L'età degli scisti silicei di S. Fele.* Boll. Soc. Geol. It., 76, n. 1, pp. 36-45, figg. 3, Roma.

Ten Dam A. - 1950 - *Les foraminiféres de l'Albien des Pays-Bas.* Mem. Soc. Geol. France, n. s., vol. XXIX, fasc. 4, n. 63.

Terquem M. O. - 1886 - *II les foraminiféres et les ostracodes du Fuller's-earth des environs de Varsovie.* Mem. Soc. Geol. France, ser. III, vol. 4.

Weynschenk R. - 1951 - *Two new foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend mountains of Tyrol.* Journal Paleont., 25, n. 6, pp. 793-795, tavv. 112, figg. 3 nel testo, Tuba.

Weynschenk R. - 1956 - *Some rare Jurassic index foraminifera.* Micropal., vol. 2, n. 3, pp. 283-286, tav. 2, figg. 1-3, New York.

Van Morkhoven F. P. C. M. 1 7958 -*A simplified method of grinding foraminifera.* Micropal., vol. IV, n. 2, New York.

TAVOLA I

Figg. 1-5. — *Neotrocholina* aff. *valdensis*, Reichel. Sezioni assiali e subassiali. Nelle figg. 2 e 3 si nota la zona dei pilastri sporgente alla base del guscio.
Sezz.: G 32/6, 32/3, 38/2 e 38/21.

Figg. 6-9. — *Protopeneroplis* sp. Sezioni oblique; nel penultimo setto della foto 9 è visibile l'apertura.
Sezz.: G 32/3, 32/6, 32/5 e GB 1.

Per tutte le sezioni:

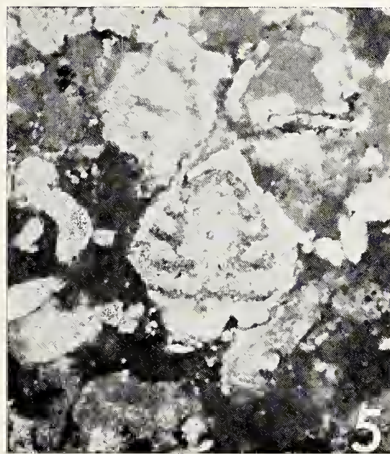
Ingrandimento: 60 ×.
Località: foto 1-8, Rifreddo; foto 9, Bella.


1

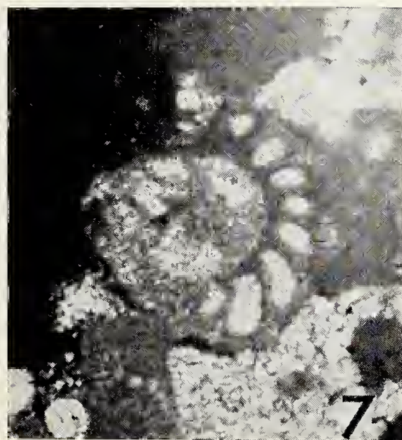

2


3


4


5


6


7


8


9

TAVOLA II

Fig. 10. — *Protopeneroplis* sp. Sezione obliqua; nel penultimo setto in particolare è ben visibile l'apertura.
Sez.: G 32/3;
Località: Rifreddo.

Fig. 11. — *Protopeneroplis* sp. Sezione orientata, risultata obliqua, di un esemplare isolato.
Vetr.: G 37 (15);
Località: Rifreddo.

Figg. 12-13-15. — *Nautiloculina* sp. Sezioni equatoriali in cui si nota la sottigliezza dei setti.
Sezz.: GB 1, 32/5, 32/3;
Località: Rifreddo e Bella (GB 1).

Figg. 14-16-17. — *Nautiloculina* sp. Sezioni assiali;
Sezz.: G 40B/1, B 1/3, 35/10;
Località: Rifreddo e Bella (B 1/3).

Fig. 18. — *Nautiloculina* sp. Sezione orientata, equatoriale, di un esemplare isolato.
Vetr.: G 37 (32);
Località: Rifreddo.

Per tutte le sezioni:

Ingrandimento: foto 10 e 13-17 ×60; foto 11 ×70; foto 12 ×25; foto 18 ×70.


10


11


12


13


14


15


16


17

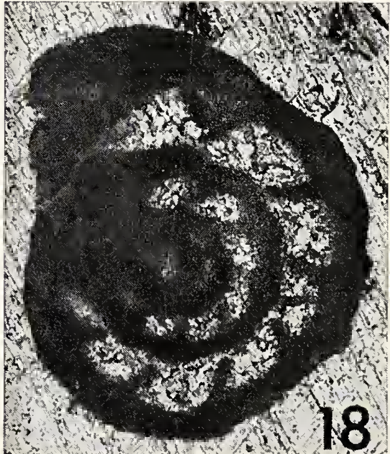

18

TAVOLA III

Fig. 19. — *Nautiloculina* sp. Sezione orientata, equatoriale, di un esemplare isolato.
Vetr.: G 37 (36 bis).

Fig. 20. — Tintinnide.
Sez.: G 35/12.

Fig. 21 — *Lituola obscura* Barnard & Banner. Sezione orientata, trasversale, di un esemplare isalato.
Vetr.: G 37 (17).

Fig. 22. — *Lituola* cfr. *difformis* (Lamarck) 1804 emend. Maync.
Sez.: G 32/3.

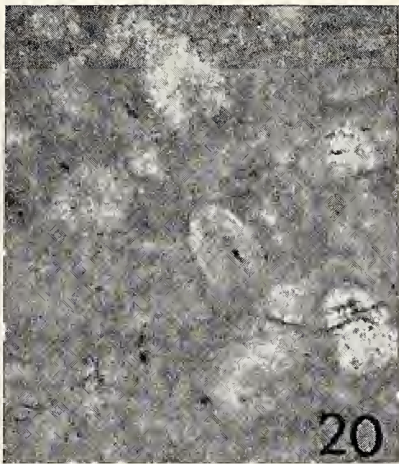
Fig. 23. — *Lituola* cfr. *difformis* (Lamarck) 1804 emend. Maync. Sezione orientata, trasversale.
Vetr.: GB (12).

Figg. 24-25. — *Lenticulina* sp. 1. Sezioni orientate, equatoriali, di esemplari isolati.
Vetr.: G 37 50 e GB (63.

Per tutte le sezioni:

Ingrandimento: foto 19 e 22-23 ×70 e foto 20 ×200; foto 21 ×25; foto 24 ×70; foto 25 ×25.
Località: Rifreddo e Bella [GB (12) e GB (6)].


19


20


21


22


23


24


25

Indagine palinologica nelle argille di Cutrofiano (Lecce)

Nota dei soci DE CUNZO T. e TAVERNIER A.

(Tornata del 9 giugno 1969)

RIASSUNTO

Gli AA. hanno studiato alcuni campioni di argilla provenienti da Cutrofiano, ed hanno rinvenuto essenze vegetali caratteristiche di clima temperato interglaciale; inoltre hanno riscontrato la presenza di membrane chitinoidi di Foraminiferi e Dinoflagellati che indicano l'ambiente marino del materiale stesso.

SUMMARY

The authors have studied the palynology of clays collected near Cutrofiano (Lecce Southern Italy) founding several species of temperate interglacial climate vegetation. Mereover some foraminifer chitinoid membranes and Dynoflafellata indicate a marine environment of sedimentation.

La costituzione geologica della Penisola Salentina, quale risulta dalla cartografia ufficiale, è estremamente semplice mancandovi ogni complicazione di carattere tettonico.

Ad una ossatura fondamentale affiorante su vastissime aree, rappresentata dai calcari a Rudiste, intensamente carsificati, seguono, ma solo in aree limitate e generalmente ai margini prospicienti il Canale d'Otranto, i depositi calcarei dell'Eocene medio. Dell'Oligocene sono invece taluni depositi sia in facies di calcari compatti, sia in quella di tufi calcarei litologicamente assai analoghi a quelli pleistocenici, dai quali però si distinguono per una eccezionale ricchezza in Lepidocicline, che valgono a determinarne l'età.

In trasgressione sui depositi di età cretacica si rinvengono alcuni vasti lembi miocenici nella tipica facies della « pietra leccese », le cui caratteristiche tecniche hanno largamente contribuito allo sviluppo del barocco leccese che trova riscontro proprio a ragione delle analogie di età e di caratteristiche tecniche, nelle manifestazioni artistiche coeve di Malta, di Ragusa, di Cagliari.

È dubbio se nella Penisola Salentina sia presente il Pliocene, per quanto i depositi di questo periodo siano stati segnalati da De Giorgi e, recentemente, dai rilevatori della Carta Geologica d'Italia.

Vastissimi sono i depositi pleistocenici, i quali occupano di solito le aree comprese tra le dorsali calcaree delle ultime Serre Salentine e dimostrano con i loro elementi faunistici la sicura appartenenza al Quaternario sia per la presenza di *Anomalina balthica* (ed altri Foraminiferi ugualmente significativi) sia per il rinvenimento di *Cyprina islandica*.

La serie quaternaria è completata, ma solo lungo le coste, da lembi di tufi calcarei, i quali, pur non contenendo lo *Strombus bubonius*, per talune caratteristiche delle microfaune a *Cibicides lobatulus* (il quale secondo Accordi offre una eccezionale varietà di forme proprio a ragione dell'habitat caldo) consentono, unitamente alla posizione altimetrica, la sicura attribuzione al Tirreniano I.

Piccoli lembi marginali di analoghi tufi calcarei, corrispondenti al terrazzo di 8-10 metri, mostrano la presenza anche di un Tirrenia-

no II, nel corso del quale si aprirono molte delle grotte che dovevano poi essere sede dell'uomo preistorico nel corso della regressione würmiana.

Il Calabriano, largamente diffuso, come già indicato sopra, è rappresentato dal basso verso l'alto dai seguenti termini:

a) tufi calcarei inferiori;

b) argille sabbiose azzurrognole, qua e là utilizzate per la fabbricazione dei laterizi anche in scala industriale, come ad esempio presso Cutrofiano, con presenza di *Anomalina balthica;*

c) tufi calcarei superiori, largamente sfruttati dappertutto come materiale da costruzione, salvo che a Cutrofiano ove lo sfruttamento è praticato in profondità attraverso pozzi e gallerie per l'utilizzazione dei tufi calcarei inferiori particolarmente ricercati per le loro caratteristiche tecniche di grande leggerezza e lavorabilità.

È qui opportuno ricordare che proprio nei pressi di Cutrofiano, i tufi superiori del livello c) risultano in buona parte erosi mettendo così allo scoperto le argille sabbiose del livello b).

Pertanto la serie da noi studiata affiorante in una cava sita nei pressi di Cutrofiano (F 214 - - II - NO Maglie) rappresenta i termini più antichi del Quaternario ed è costituita a partire dal basso verso l'alto:

a) tufi calcarei inferiori di colore giallo olivastro (spessore circa 100 m; litologicamente: calcareniti) con macrofaune caratterizzate da ospiti nordici.

I suddetti tufi riposano in discordanza sui calcari cretacici o in qualche caso sul Miocene marino; essi rappresentano la base della trasgressione calabriana durante la quale il mare penetrò fino ai margini delle Murge dopo una emersione durata pressocchè ininterrottamente dall'inizio del Terziario (tranne temporanee sommersioni, come quella avvenuta durante il Miocene, e corrispondente alla formazione della « pietra leccese »).

La costituzione litologica della calcarenite è perfettamente spiegabile se si pensa che l'entroterra murgiano risulta costituito esclusivamente da rocce calcaree; ampi corsi d'acqua anche se di breve lunghezza, dovevano portare grande quantità di detriti a livello granulometrico sabbioso che si depositavano in un mare epicontinentale, per andare a costituire, dopo i processi diagenetici, le calcareniti di cui in a).

b) argille azzurre, passanti verso l'alto a sabbie e poi a calcareniti (spessore 20 m).

Le argille in questione contengono numerosissimi fossili anche essi caratteristici di mari freddi.

Dal punto di vista paleogeografico esse potrebbero rappresentare un approfondimento del bacino di sedimentazione; resta comunque

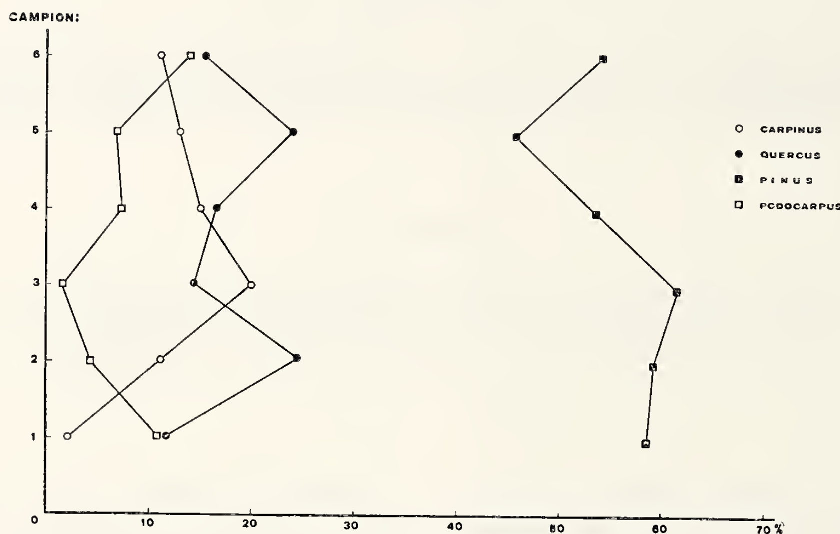


Fig. 1.

da spiegare come mai in un bacino i cui apporti dovevano essere esclusivamente calcarei (l'entroterra, come detto precedentemente, è calcareo) si siano depositate argille.

L'unica spiegazione plausibile è che i materiali provenissero dalla Fossa Bradanica, ove, come è noto, il Calabriano con facies argillosa è largamente rappresentato.

Se si pensa che il membro sovrastante le argille b) è costituito da tufi calcarei in tutto simili a quelli descritti in a) è chiaro che la serie affiorante nella Penisola Salentina (tufi - argille - tufi) assume tutte le caratteristiche di un ciclo sedimentario completo; non è da escludere che si possa trattare di un ciclo eustatico in quanto i termini calcarenitici potrebbero rappresentare le fasi di regressione corrispondenti a due glaciazioni, mentre il termine argilloso potrebbe rappresentare il sollevamento del livello marino corrispondente ad un interglaciale.

Questa ipotesi viene confermata dai risultati dell'indagine palinologica effettuata sui campioni di argilla di Cutrofiano, oggetto di questo lavoro. Essa ha messo in luce la presenza di pollini di specie vegetali caratteristiche di clima temperato interglaciale.

Sono state infatti ritrovate essenze vegetali appartenenti ai generi *Pinus*, *Podocarpus*, *Keteleeria*, *Abies*, *Dacrydium*, *Carpinus*, *Quercus*, che come è noto richiedono un habitat con determinate condizioni di temperatura ed umidità.

Molto scarsa la presenza di essenze erbacee, rappresentate esclusivamente da pochi granuli di *Chenopodiaceae*, tanto che non abbiamo ritenuto opportuno rappresentarle nei diagrammi.

Il diagramma cartesiano (fig. 1) dà una visione generale delle variazioni percentuali delle essenze da noi rinvenute con frequenza notevole in tutti i campioni e che abbiano considerato indicative da un punto di vista climatico. Perciò sono riportate soltanto le percentuali di *Pinus*, *Podocarpus*, *Quercus*, *Carpinus*.

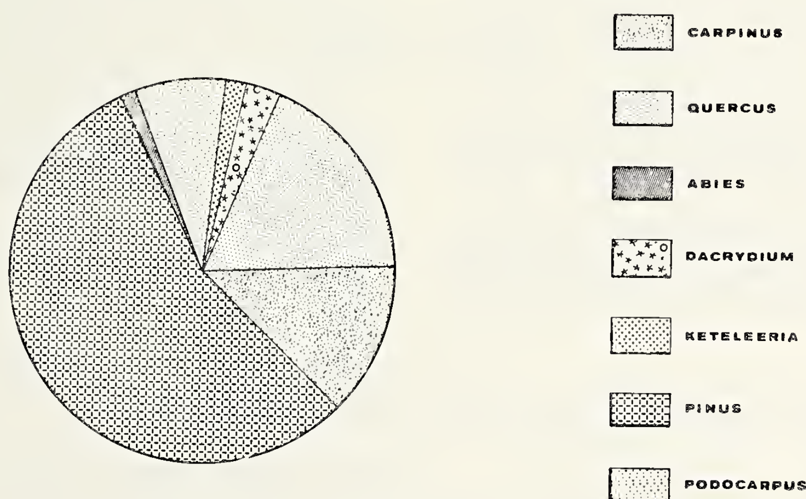


Fig. 2.

La percentuale maggiore è rapresentata da *Pinus* che nel campione n. 3 raggiunge il valore massimo del 61,29% e mantiene sempre dei valori percentuali notevolmente elevati.

È da notare che le percentuali di *Podocarpus*, *Quercus*, *Carpinus*, sono espresse da curve molto ravvicinate, perchè i valori percentuali risultano pressocchè simili.

Dall'andamento delle curve riteniamo, dunque, che nel periodo di formazione del bacino di Cutrofiano il clima temperato esistente rappresentava l'optimum per le condizioni vitali del *Pinus*, con alternanza di periodi secchi e umidi così come si può rilevare dall'andamento delle altre tre essenze.

Nel diagramma circolare (fig. 2) abbiamo

TAVOLA I

1 - 5	Pinus
6	Podocarpus
7	Quercus
8	Compositae
9 - 10	Chenopodiaceae
11 - 12	Spore
13 - 14	Dinoflagellati

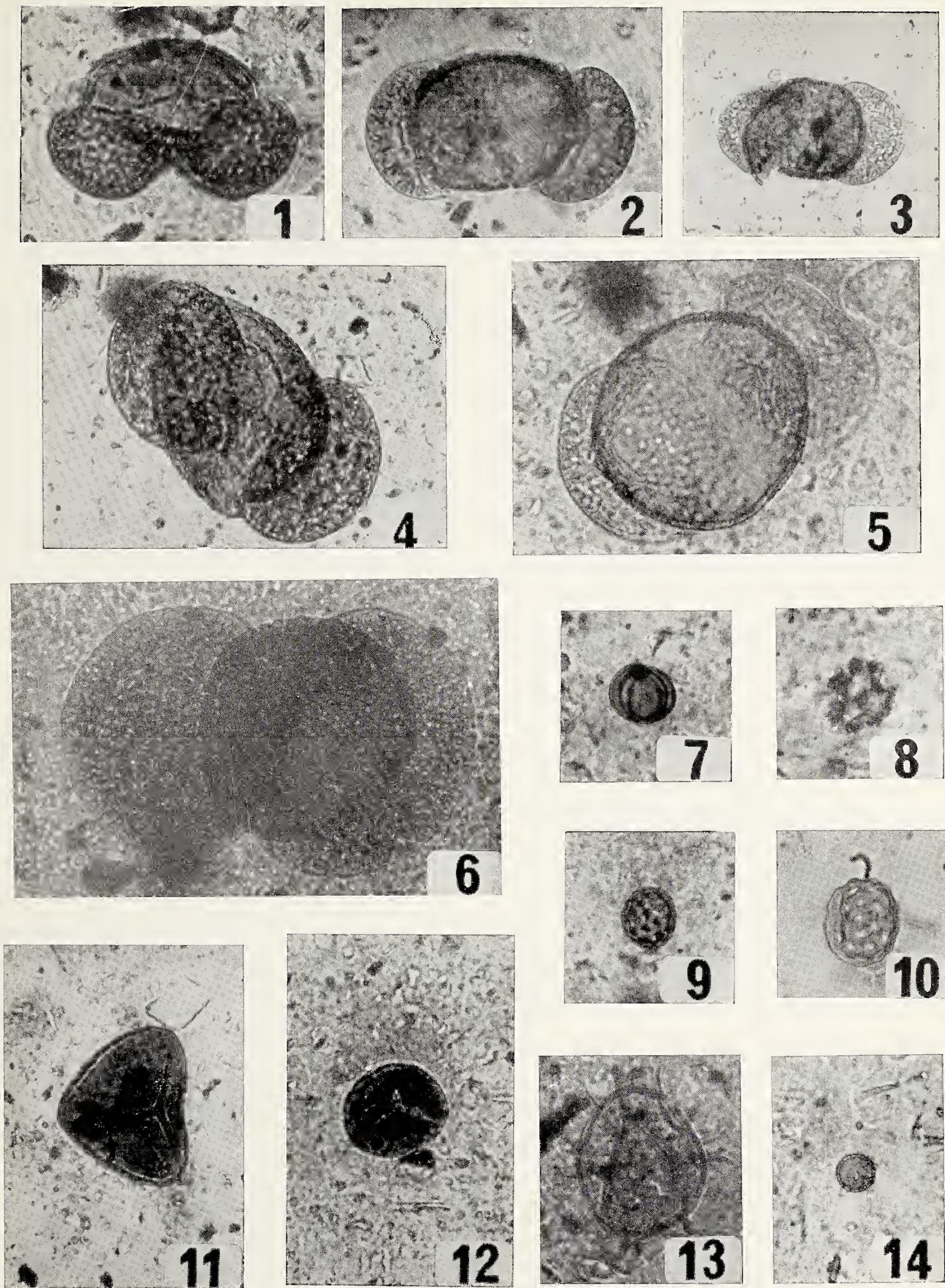
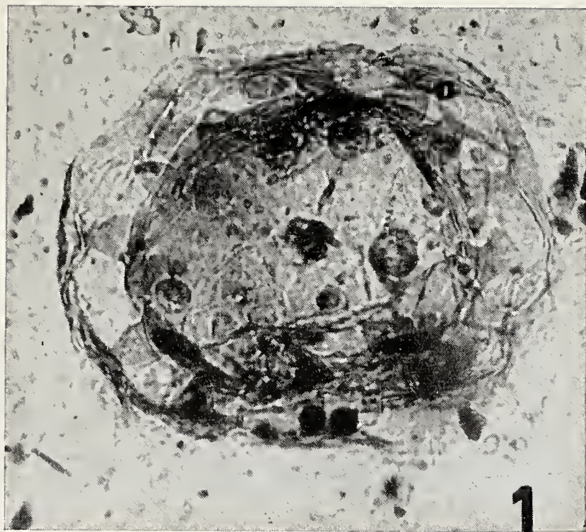
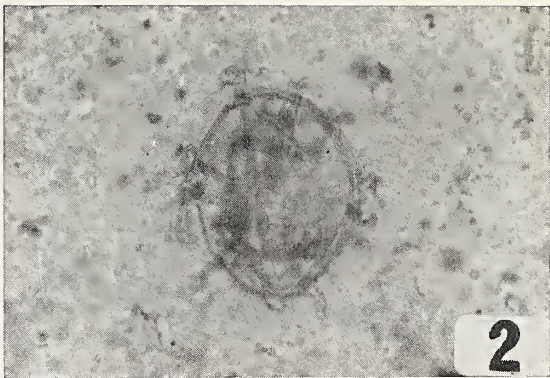

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

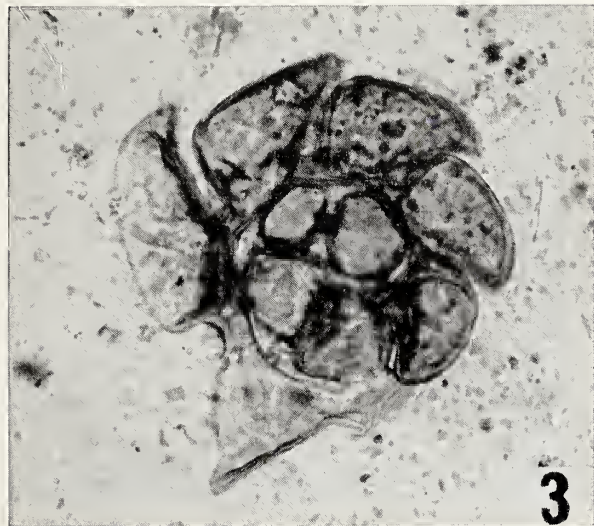
TAVOLA II

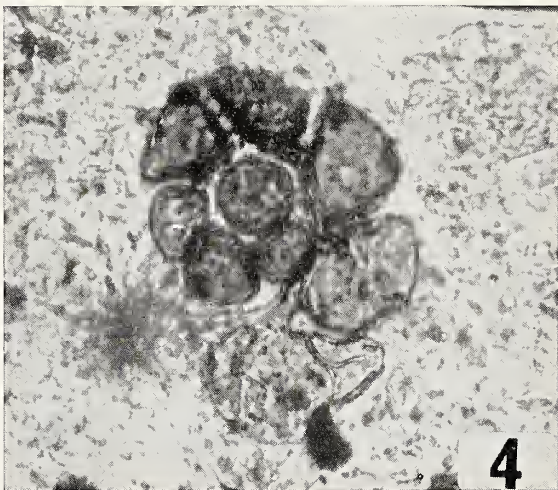
1 - 2 Dinoflagellati

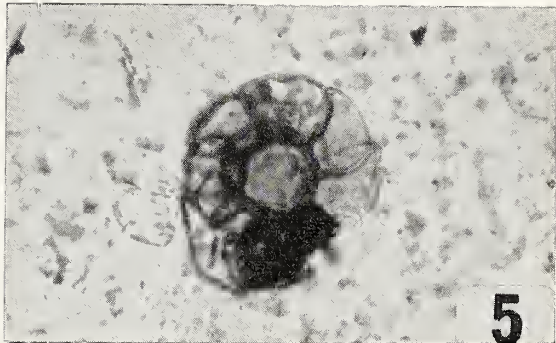
3 - 7 Membrane chitinose di Foraminiferi


1

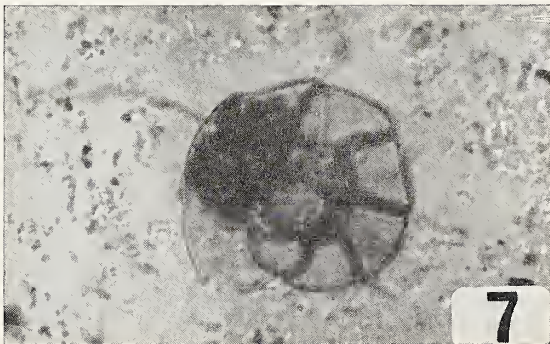

2


3


4


5


6


7

Primo contributo alla conoscenza del nannoplancton calcareo del Giurassico superiore del Gargano (*)

Nota di SILVIO DI NOCERA (**)

presentata dai soci F. IPPOLITO e M. TORRE

(Tornata del 27 giugno 1969)

RIASSUNTO

Si è osservato allo Stereoscan il nannoplancton calcareo del Giurassico superiore del Gargano (Monte Chiaconcello a SW di Vieste). Si è notato che i calcari tipo « maiolica » del Titonico superiore presentano un maggiore contenuto in nannoconi rispetto ai sottostanti calcari marnosi con selce (livello a *Saccocoma*) anch'essi del Titonico superiore. Vengono quindi descritti alcuni individui appartenenti alla famiglia delle *Ellipsagelosphaeracea* Noël.

SUMMARY

The preliminary results of a research on the calcareous nannoplankton from the upper Jurassic of the Mt. Chiaconcello in the Gargano (Southern Italy) are described. The sediments have been studied by the means of a Stereoscan microscope. Same coccoliths of the *Ellipsagelosphaeracea* Noël are described and a particular accumulation of nannocones in the upper Tithonian white micrits (maiolica) has been also pointed out.

Questo lavoro si inquadra in un vasto programma di ricerca in atto da vari anni presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli sui problemi della biostratigrafia e petrografia dei sedimenti carbonatici, mesozoici e terziari, dell'Appennino meridionale.

I campioni esaminati provengono dai depositi del Giurassico superiore del Gargano, e precisamente dal Monte Chianconcello (F. 157 III NE « Testa del Gargano ») a SW di Vieste. In tale località affiora un livello di calcari a grana fine di colore giallognolo, più o meno fissili, con selce, con microfacies a *Saccocoma*. Non è visibile la base di tali calcari che si presentano in strati di spessore variabile tra i 5 e i 10 cm per una potenza complessiva di circa 4 m; ad essi seguono calcari compatti a grana fine ed a frattura concoide che appartengono alla parte bassa del complesso dei calcari marnosi con selce tipo « maiolica » attribuito nel foglio N. 157 « Monte Sant'Angelo » della Carta Geologica d'Italia al Neocomiano.

Nel livello a *Saccocoma* sono presenti abbondanti resti di questo crinoide pelagico associati ad aptici e radiolari; nei primi strati del calcare tipo « maiolica » sovrastante, l'associazione è data invece da radiolari, ostracodi, frammenti di lamellibranchi, *Stomiosphaera* e tintinnidi (*Calpionella alpina*). In base a tale associazione sia i calcari a *Saccocoma* che i sovrastanti livelli tipo « maiolica » sono attribuibili al Titonico superiore (Zamparelli 1963).

Calcari a *Saccocoma* sono stati ritrovati in varie località italiane e considerati, più o meno concordemente da tutti gli Autori, di età compresa tra il Kimmeridgiano ed il Titonico superiore (base della maiolica).

Studio al microscopio elettronico.

Al microscopio a scansione JSM 2 dell'Università di Napoli ho osservato numerosi campioni del livello a *Saccocoma*, su descritto.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

(**) Istituto di Geologia dell'Università di Napoli.

Non essendo riuscito ad ottenere una completa disgregazione della roccia con le tecniche da me fino ad oggi sperimentate, ho svolto lo studio solo su superfici di frattura.

Per facilitare questo tipo di osservazioni allo Stereoscan è necessario che la superficie da studiare risulti essere in ogni suo punto perpendicolare al fascio degli elettroni; per tale ragione si scelgono quei frammenti di roccia che presentano una superficie il più possibile piana.

I preparati vengono incollati su dei supporti di rame e successivamente ricoperti di una sottile ed uniforme pellicola di oro in un vaporizzatore (tale operazione è stata eseguita con lo JEE 4B dell'Università di Napoli).

Come collante ho usato la « laque d'argent 204 » della DEGUSSA di Francoforte che ha dato ottimi risultati in quanto essa assicura la conducibilità del preparato anche nei casi in cui si verifica una difettosa vaporizzazione dell'oro.

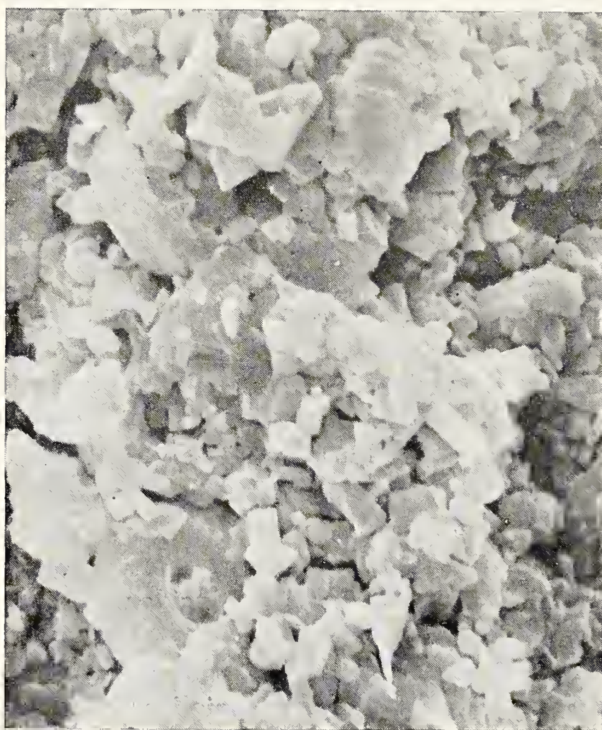


Fig. 1. — Coccoliti appartenenti alla famiglia delle *Ellipsagelosphaeraceae* NOËL nei calcari del livello a *Saccocoma* del titonico sup. (M. Chianconcello a SW di Vieste).
Camp. S 34 e. m. fotografia n. 2 Ingr. × 3000.

All'osservazione mediante lo Stereoscan ho notato che i calcari del livello a *Saccocoma* sono costituiti da numerosi granuli di calcite dell'ordine di 1-5 micron associati ad abbondanti coccoliti con rari nannoconi (Fig. 1). Questi piccolissimi granuli spesse volte sono costituiti da elementi cristallini romboedrici che possono rappresentare il prodotto della diagenesi nei fanghi pelagici (FISCHER 1970).

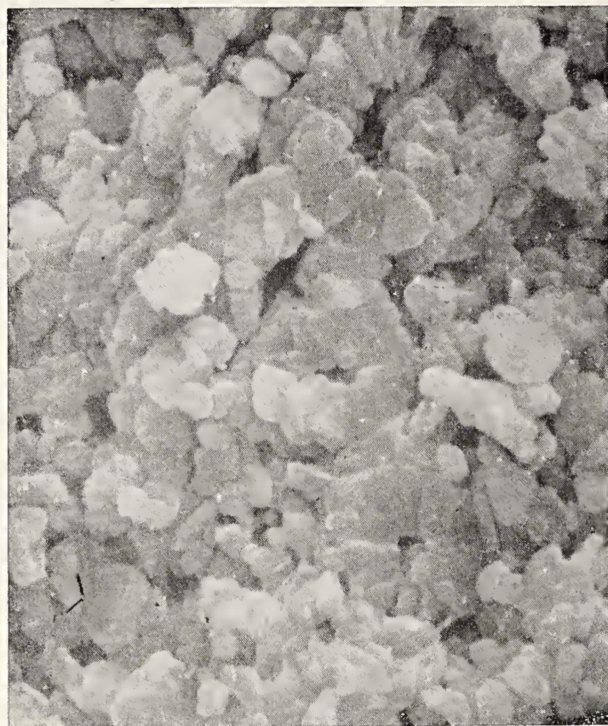


Fig. 2. — Nannaconi del gruppo *N. steinmanni* (KAMPINER) BRONNIMANN nei calcari tipo « maiolica » del titonico sup. (M. Chiaconcello a SW di Vieste). Camp. S 27 e. m. fotografia n. 4 Ingr. × 3000.

Ho osservato anche alcuni campioni dei calcari tipo « maiolica » (Titonico superiore) che seguono stratigraficamente il livello a *Saccocoma*. In questi campioni ho riscontrato una diminuzione relativa dei coccoliti ed un improvviso aumento dei nannoconi (Fig. 2). Attualmente non ho altri dati su tale argomento non avendo avuto la possibilità di osservare molti campioni e non avendo ancora ottenuto individui isolati.

È mia intenzione approfondire, in un prossimo lavoro, lo studio del nannoplacton calcareo e di allargare le ricerche ad altri livelli del Giurassico medio-superiore.

SISTEMATICA.

Nei campioni del Gargano ho riconosciuto numerosi individui appartenenti ai generi

Ellipsagelosphaera, Cyclagelosphaera ed *Actinosphaera* tutti della famiglia delle *Ellipsagelosphaeraceae.*

Le mie osservazioni, essendo basate su superfici di frattura, si limitano alla sola struttura dei coccoliti visibili al microscopio elettronico. Infatti in questa nota ho seguito la classificazione esclusivamente morfologica adottata da Noël (1965) per lo studio del nannoplancton del Giurassico.

Fam. ELLIPSAGELOSPHAERACEAE Noël
Subfam. Ellipsagelosphaeroideae
Gen. *Ellipsagelosphaera* Noël 1965

Ellipsagelosphaera frequens Noël

Tav. I, Figg. 1-2-3-4-5.

Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller. D. Noel 1965, p. 321; Pl. III; Fig. 15-22.
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller. H. Manivit 1959, p. 17; Pl. II, Fig. 1-3.
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller. C. Caratini 1963, p. 41; Pl. IV, Fig. 68-70.
Ellipsagelosphaera frequens Noel. D. Noel 1965, p. 119.

Coccolite ellittico costituito di due dischi sovrapposti uniti da un tubo assiale anch'esso a contorno ellittico, che limita una apertura centrale (tubo mediano) di dimensioni variabili. Il disco distale, poco più largo del disco prossimale, è costituito di due serie concentriche di lame di calcite. La prima (più esterna) è provvista di grandi lame che si accavallano in senso antiorario; la seconda (più interna) è costituita di piccole lame di calcite che mostrano il medesimo accavallamento della serie esterna.

Inoltre le piccole lame sono generalmente di numero inferiore o eguale a quelle più grandi. Tra la serie interna disposta su un piano orizzontale e l'altra esterna, obliqua rispetto all'asse dell'individuo, è presente un angolo ben evidenziato.

Il disco prossimale è formato di una sola serie di lame che presentano un accavallamento diretto nello stesso senso delle lame del disco distale. Questo accavallamento interessa in modo particolare la parte periferica della lama a guisa di una L rovesciata. La superficie concava del disco prossimale presenta un approfondimento maggiore in corrispondenza dell'angolo esistente tra le due serie di lame del disco distale; quando gli accrescimenti secondari dell'area centrale sono ben sviluppati si dispongono su di un piano orizzontale o quasi dove, talvolta, è possibile osservare le due perforazioni del tubo mediano; infatti spesso il tubo mediano presenta dei caratteristici accrescimenti secondari (piccoli cristallini di calcite) che suddividono l'area centrale in due piccole perforazioni situate sempre alla estremità del diametro maggiore (Tav. I, Figg. 1, 2,3). Talvolta tali cristalli di calcite sono tanto sviluppati da obliterare in parte o completamente le due perforazioni. Alcuni individui sono provvisti di un'area centrale completamente libera di ogni accrescimento di calcite per cui le lame costituenti il tubo mediano sono ben visibili (Tav. I, Fig. 4). Altri presentano la luce del tubo assiale in veduta distale di dimensioni molto ridotte (Tav. I, Fig. 5). Attualmente ritengo che la differente costituzione del tubo mediano rappresenti semplicemente un carattere variabile da individuo ad individuo.

Nella Fig. 6 (Tav. I) è illustrata una forma di particolare interesse perché mostra caratteri intermedi tra la *E. frequens* e la *E. lucasi.* Infatti sul disco distale di questo coccolite si osserva che mentre le dimensioni delle grandi lame e la lunghezza del diametro maggiore dell'apertura centrale rappresentano caratteri particolarmente importanti e costantemente presenti nella *E. frequens*, il numero delle lame della serie esterna non è inferiore a 32, caratteristica questa, specifica della *E. lucasi* (Noël 1965).

Ritengo quindi necessario approfondire le osservazioni sulla *E. frequens* al fine di stabilire la variabilità del numero delle grandi lame ed eventualmente la validità di esso come carattere distintivo di tale specie.

Gen. *Cyclagelosphaera* Noël 1965

Cyclagelosphaera sp. 1

Tav. II, Figg. 1-2.

Coccolite costituito di due dischi sovrapposti ed a forma circolare che presenta i seguenti caratteri:

1. - disco distale leggermente più grande del disco prossimale;
2. - disposizione delle lame di calcite del disco prossimale quasi radiale;
3. - lame di calcite costituenti il disco prossimale che presentano nella porzione periferica un caratteristico contorno a dente di sega;
4. - concavità del disco prossimale;
5. - apertura centrale a contorno pressocchè circolare e di piccolo diametro.

Le foto relative alle Figg. 1-2 (Tav. II), anche se non perfettamente riuscite a causa dell'ingrandimento, sono le uniche, tra quelle da me eseguite su individui di questo genere, che illustrano chiaramente tutti i caratteri su elencati. Tali caratteri non possono essere riferiti a nessuna specie conosciuta in letteratura.

Gen. *Cyclagelosphaera* Noël 1965

Cyclagelosphaera sp. 2

Tav. II, Figg. 3-4.

Coccolite a contorno circolare o subcircolare costituito di due dischi sovrapposti, di cui il superiore mostra un diametro leggermente maggiore del disco inferiore; nella porzione centrale è provvisto di una grande apertura anch'essa circolare delimitata da un canale mediano costituito di strette e lunghe lame disposte parallelamente all'asse dell'individuo. Il disco distale è composto: la serie esterna è provvista di grandi lame, l'interna di piccole. La prima serie presenta 20-27 lame di calcite non sempre di dimensioni eguali tra loro che si accavallano in senso antiorario; la serie interna mostra un numero eguale o leggermente inferiore a quello della serie esterna. Inoltre esse si sovrappongono a quelle costituenti il canale centrale, e ne continuano l'andamento parallelo all'asse tanto da formare un caratteristico bordo sporgente (Figg. 3-4, Tav. II). Nella Fig. 3, grazie ad una rottura che interessa una zona marginale delle grandi lame e che permette di vedere quindi una porzione del tutto periferica del disco prossimale, si può osservare un caratteristico accavallamento diretto nello stesso senso delle lame del disco distale.

Subfam. Actinosphaeroideae
Gen. *Actinosphaera* Noël 1965

Actinosphaera cfr. *deflandrei* Noël

Tav. II, Figg. 5-6.

I caratteri di questo tipo di coccolite, che ho osservato nei calcari del livello a *Saccocoma*, sono relativi alla sola veduta prossimale.

Coccolite ellittico a faccia inferiore convessa composto di due dischi sovrapposti di cui il prossimale è di dimensioni minori.

Le lame di calcite costituenti il disco distale presentano un leggero accavallamento diretto in senso antiorario, ed inoltre il loro bordo esterno è piatto, per cui il profilo della serie di lame mostra una uniforme e regolare curvatura (Tav. II, Fig. 5).

Il disco prossimale è costituito di una sola serie di 25-28 lame di calcite abbastanza spesse e con bordo esterno a denti di sega. Tali lame presentano un leggero accavallamento diretto nello stesso senso di quello del disco distale e lasciano un'apertura centrale stretta e allungata secondo il diametro maggiore (Tav. II, Fig. 6). È da mettere in evidenza che le dimensioni di queste lame non sono costanti poiché alcune di esse oltre a mostrare una maggiore larghezza rispetto alle dimensioni medie possono anche essere tanto lunghe da obliterare in parte l'apertura centrale.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università.

(Manoscritto ricevuto il 26 febbraio 1971).

BIBLIOGRAFIA

DEFLANDRE G. - 1959 - *Sur les nannofossiles calcaires et leur systematique.* Rev. Microp., **2**, n. 3, pp. 127-152, 4 pl., Paris.

DEFLANDRE G. e FERT C. - 1954 - *Observation sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et elettronique.* Ann. Pal., **40**, pp. 117-176, 127 figg. 15 pl., Paris.

ZAMPARELLI V. - 1963 - *Livello a* Saccocoma *nel Gargano.* Mem. Soc. Pal. Ital., **4**, Bologna.

NOËL D. - 1965 - *Coccolithes Jurassique, essai de classification des coccolithes fossiles.* Ed. Centr. de la Recherche Scient., Paris.

BARTOLINI C. e PIRINI C. - 1967 -*Découvert de nannoplankton calcaire dans le grès de Ponsano, Miocene Moyen, Toscana, Italie.* Proc. First. Inter. Plankt. Conf., **1**, pp. 81-88, 8 pl., Geneva.

CANUTI P. e MARCUCCI M. - 1969 - *Osservazioni al microscopio elettronico sul calcare maiolica in diversi affioramenti della Toscana centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **88**, pp. 81-105, 7 ff., Roma.

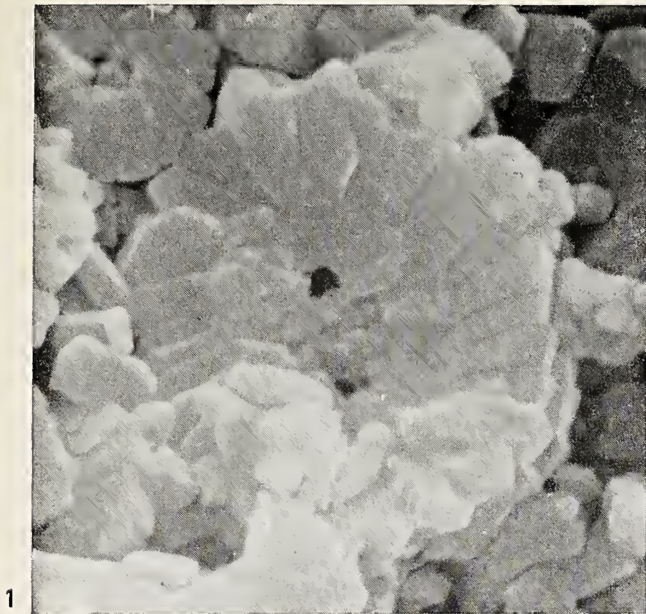
FISCHER A. G. - 1970 - *Lithification of chalk.* (In corso di stampa).

TAVOLA I

Fig. 1. — Veduta prossimale di *Ellipsagelosphaera frequens* Noël.
Comp. S 33 e. m. fotografia n. 8 Ingr. × 8000.

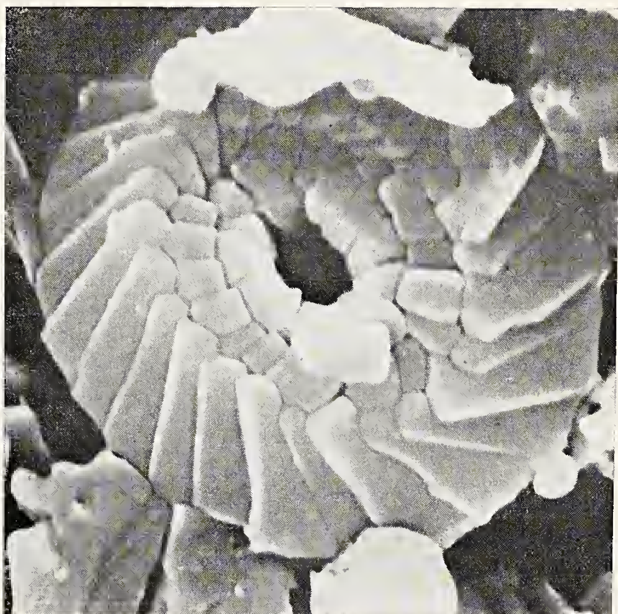
Figg. 2-3-4-5. — Vedute distali di *Ellipsagelosphaera frequens* Noël.
2: Camp. S 8 e. m. fotografia n. 8 Ingr. × 11500
3: Camp. S 35 e. m. fotografia n. 13 Ingr. × 9370
4: Camp. S 8 e. m. fotografia n. 19 Ingr. × 16120
5: Camp. S 8 e. m. fotografia n. 16 Ingr. × 10450.

Fig. 6. — Veduta distale di *Ellipsagelosphaera* sp.
Camp. S 8 e. m. fotografia n. 7 Ingr. × 10500.


1


2


3


4


5

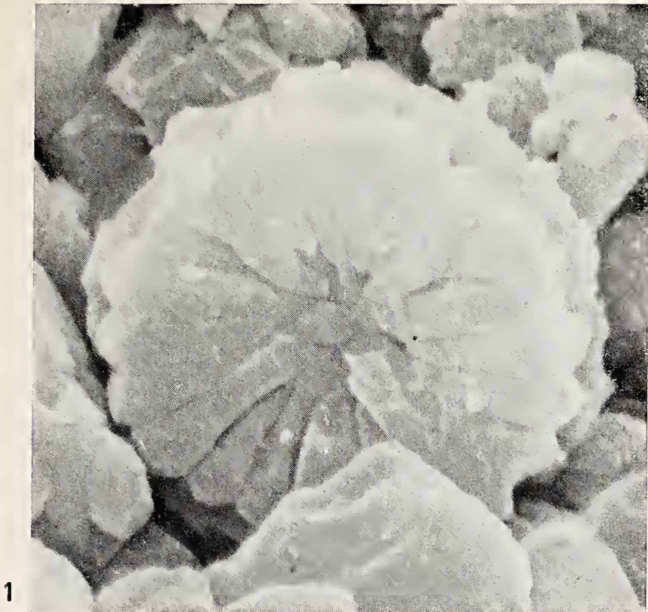

6

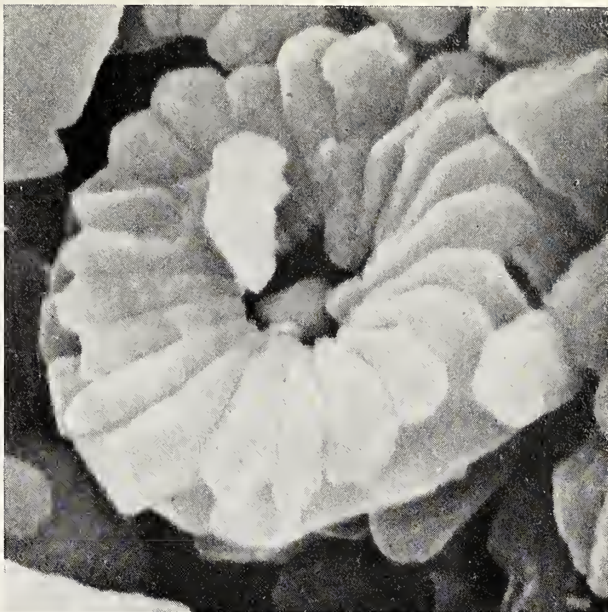
TAVOLA II

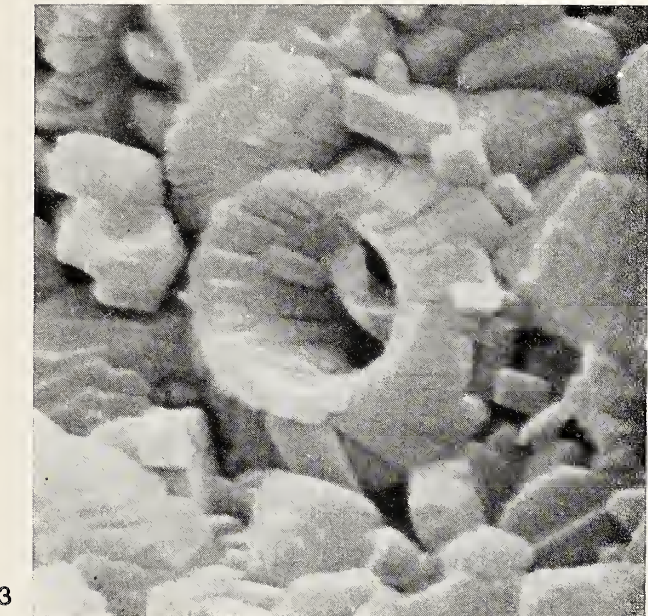
Figg. 1-2. — Vedute prossimali di *Cyclagelosphaera* sp. 1.
1: Camp. S 30 e. m. fotografia n. 11 Ingr. × 10000.
2: Camp. S 28 e. m. fotografia n. 9 Ingr. × 14500.

Figg. 3-4. — Vedute distali di *Cyclagelosphaera* sp. 2
3: Camp. S 33 e. m. fotografia n. 10 Ingr. × 8000
4: Camp. S 8 e. m. fotografia n. 24 Ingr. × 10450.

Figg. 5-6. — Vedute prossimali di *Actinosphaera* cfr. *deflandrei* Noël
5: Camp. S 32 e. m. fotografia n. 1 Ingr. × 8800.
6: Camp. S 32 e. m. fotografia n. 2 Ingr. × 14500.


1


2


3


4


5


6

Sulla genesi del bradisismo flegreo (*)

(nota preliminare)

Nota dei soci A. OLIVERI DEL CASTILLO (1) e M. T. QUAGLIARIELLO (1)

(Tornata del 27 giugno 1969)

RIASSUNTO

La interpretazione dei minimi gravimetrici, localizzati nei singoli settori eruttivi della conca campana, attribuiti alla bassa densità dei prodotti piroclastici in essi accumulati, ha suggerito che il noto bradisismo, che si verifica nel settore flegreo, possa essere anch'esso associato alla natura dello strato superficiale.

Mentre si rileva che il sia pure accentuato moto negativo del suolo è interamente imputabile al processo di consolidazione, condizionato dalla termalità freatica, dello spesso strato piroclastico superficiale, si illustra la possibilità che il moto positivo del suolo sia attribuibile all'aumento di porosità legata alla variazione del flusso delle acque freatiche imbibenti lo strato superficiale altamente poroso, determinato o dalle energie sismo-eruttive generate dall'incontro delle masse magmatiche risalenti con la base della falda, o per riscaldamento di questa con la conseguente alterazione dei moti convettivi freatici.

Il comportamento reologico del mezzo poroso imbibito è interpretato con l'ausilio dell'equazione generale dell'idrodinamica proposta da Scheidegger e in base al tipico comportamento dei mezzi visco-elastici, nell'estensione proposta di Jeffreys, allorchè il mezzo è sottoposto a sforzi comportanti variazioni di volume.

La evidenziata dipendenza dal tempo della deformazione, condizionata dalla permeabilità del mezzo, consente di giustificare le modalità di sviluppo del bradisismo, positivo.

La stessa genesi viene proposta per l'interpretazione dei moti lenti del suolo che si verificano in occasione dei terremoti vulcanici o con ipocentro poco profondo.

Questo studio consente di modificare, in modo puramente qualitativo, il grafico dell'andamento del bradisismo flegreo dal II sec. a.C. ad oggi.

SUMMARY

The local low gravity values relative to each eruptive area in the Campanian basin and particularly the one relative to Pozzuoli area (Phlegrean Fields) have been interpreted as due to the low density of pyroclastic rocks.

The Pozzuoli area bounded by the low gravity values is concident with the area interested by the Phlegrean bradyseism. It is suggested that this bradyseism is linked to the nature of the pyroclastic layer.

The sinking motion of the ground, even if affected by the thermality of underground waters, can be ascribed to a self-loading compaction.

The mechanism of the uplifting can be explained as a consequence of the pore fluid pression variation, that is of underground waters filling highly porous pyroclastic layer. The intercrustal igneus masses can produce a sensitive variation of the pore fluid pression either by a mere heat supply or by seismoeruptive actions (phreatic explosion). In the former case, the velocity of convective motions within the layer increases. In the latter case, the igneous masses coming up through the basement's fractures produce a high pressure gradient between outburst point and the periphery, by getting on contact with underground water.

The rheologic behaviour of the fluid filling porous media interpreted by the general equation of hydrodinamic of porous media pointed by Scheidegger and upon the behaviour of visco-elastic when subiected to media normal stresses, as pointed out by Jeffreys. Therefore, under the action of the seismo-eruptive energies, the initial elastic deformation must be expected to result very small in comparison to the total deformation, which is produced by the change of the pore pressure and conditioned by permeability.

As ground upcastings, even if less conspicous than that observed in Phlegrean Fields, have been often observed during volcanic or howerer shallow earthquakes with similar characteristic, the above discussed mechanism could also explain these cases.

This study has suggested a qualitative modification of the Phlegrean bradyseism plot, drawn upon data since II century b.c.

(*) Questo lavoro è stato eseguito con i contributi del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

(1) Dell'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli.

Il campo gravimetrico residuo di ordine n-1 (Oliveri del Castillo, 1966) ottenuto in base alla regionale del I ordine precedentemente determinata (Oliveri del Castillo, 1966) e relativa al versante tirrenico dell'Italia meridionale, mostrava un quadro essenzialmente nuovo della distribuzione di gravità nella conca campana, tra il M. Massico e la penisola sorrentina, realizzando una più chiara connessione tra anomalie locali e strutture geologiche e vulcaniche corrispondenti.

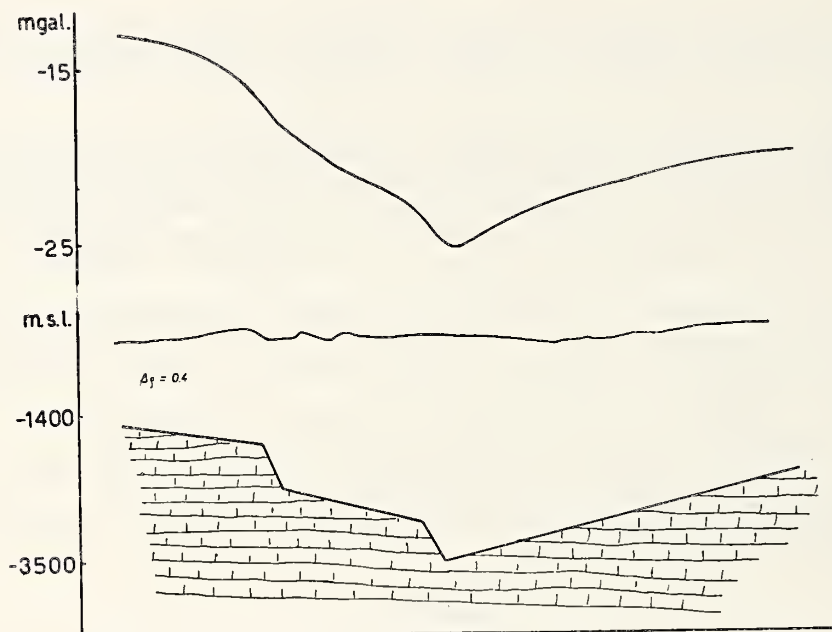


Fig. 1. — Modello bidimensionale della conca fle grea. Profilo N-S.

La rappresentazione ottenuta fornisce molti elementi interpretativi sulla evoluzione geotettonica dell'area esaminata che consente una nuova visione di insieme del locale vulcanismo.

Essa ha consentito l'interpretazione dei minimi gravimetrici localizzati nei singoli settori eruttivi ed in particolare di attribuire quello del settore puteolano (Campi Flegrei), coincidente con l'archiflegreo di Rittman, alla bassa densità dei prodotti piroclastici accumulativi. In base a questa interpretazione è stata possibile la costruzione di modelli gravimetrici relativi al settore, in base ai quali risulta che i prodotti vulcanici riempiono la conca per uno spessore fino a Km. 3.5. Tale valore si ottiene considerando lo scarto di densità tra vulcaniti e rocce della serie carbonatica, costituenti il substrato, pari a 0.4 gr./cm^3 (Fig. 1).

Poichè il settore puteolano delimitato dall'andamento delle isoanomale di g, coincide con l'area interessata al noto fenomeno del brandismo flegreo, si è ritenuto di doversi poter associare i locali moti lenti del suolo alla natura dello strato piroclastico.

Tenendo conto della notevole porosità e permeabilità dello strato piroclastico flegreo e che questo deve considerarsi interamente imbibito, il bradisismo può interpretarsi in base alla fisica del flusso dei fluidi nei mezzi porosi.

Il problema del flusso delle acque del sottosuolo in un mezzo compressibile, nel caso in cui sia valida la legge di Darcy, che suppone un regime di flusso laminare, è stato trattato da Scheidegger (1959). Egli rietiene realisticamente che oltre ad essere finiti gli spostamenti del fluido, anche lo scheletro subisca spostamenti finiti.

Considerando la legge di Darcy, l'equazione di stato del fluido e la condizione di continuità, Scheidegger perviene alla equazione fondamentale dell'idrodinamica nei mezzi porosi compressibili in coordinate lagrangiane nella sua forma più generale:

$$\frac{\delta}{\delta t}\left[(1+k)\,P\right]=\frac{\delta}{\delta\xi_\alpha}\left|\frac{\rho}{\mu}\,K_{\alpha\beta}\,\frac{\delta p}{\delta\xi_\beta}\right|$$

che è sufficiente a fornire l'illustrazione sul meccanismo del particolare fenomeno brandisismico verificatosi, almeno dal punto di vista qualitativo.

Infatti nella relazione di cui sopra, si vede la dipendenza della variazione della porosità P e del volume della roccia considerato nel suo insieme.

$$1 + k = 1 + \Delta V/V$$

dalla variazione del gradiente di pressione del fluido di poro, condizionata dalla permeabilità ($K_{\alpha\beta}$) e dal suo modo di variare. Si può ritenere che anche nel caso di deformazioni comportanti variazioni di volume, si determina (Jeffreys, 1962) nei mezzi che presentano imperfezioni di elasticità un comportamento analogo a quello che si ha se il mezzo è interessato a variazioni di forma. Una parte delle deformazioni è irreversibile le altre devono essere interamente recuperate ed in particolare la deformazione elastica dovrebbe essere prodotta e recuperata istantaneamente.

Nel caso dei mezzi porosi e impregnati di fluido, invece, anche gran parte della deformazione puramente elastica deve prodursi nel tempo, in quanto condizionata dalla capacità del fluido di fluire nel mezzo in dipendenza della permeabilità che naturalmente condiziona anche la deformazione susseguente, per cui in definitiva il comportamento risulta caratterizzato da una deformazione elastica molto piccola rispetto alla deformazione totale.

Un effetto saliente in questo meccanismo è quello dovuto alle correnti di convezione che si sistemano nel fluido permeante la roccia e che sono state studiate analiticamente da Goguel (1953). A causa dei notevoli gradienti termici regionali e locali nelle aree geotermiche e della alta permeabilità del materiale piroclastico si ricava da detta teoria che le correnti di convezione effettivamente si formano e si amplificano.

Gli elementi teorici brevemente sintetizzati per una analisi più dettagliata dei quali si rinvia alla bibliografia, indicano la possibilità di fornire una spiegazione del meccanismo mediante il quale si sviluppa il bradisismo flegreo.

Alla luce della teoria i dati disponibili sull'evolversi del fenomeno, specialmente quelli che si riferiscono al moto discendente ed agli eventi che precedettero ed accompagnarono l'eruzione del Monte Nuovo, costituiscono dati utili a mostrare il legame esistente tra il moto del suolo e la natura dello strato che riempie la conca flegrea. Questo strato infatti, come si è detto, è formato da una massa di prodotti piroclastici, costituiti essenzialmente da tufo altamente poroso (50% in superficie) (Pellegrino, 1968) con pori interconnessi, imbibita di acqua. Essa ricopre, come indica la distribuzione di gravità, il sistema di fratture del substrato attraverso le quali si può ritenere che si sviluppino le energie delle masse ignee intercrostali. Pertanto è prevedibile che la somministrazione allo strato superficiale della quantità di calore necessaria a giustificare l'intensa attività termale flegrea sia una condizione normale.

L'elevata porosità e permeabilità dei prodotti piroclastici e l'alto valore del gradiente termico locale, come si desume dalla trattazione analitica di Goguel (1953), garantiscono la sussistenza della convezione termica con un notevole flusso di fluido.

La verifica che in superficie, nonostante la circolazione delle acque freatiche continentali e dell'apporto continuo delle acque marine che hanno una evidente funzione refrigerante, sono presenti un pò dovunque nei flegrei, a piccola profondità, acque ad elevata temperatura, deve fare ritenere che la somministrazione di calore dal basso sia alquanto elevata. Se questa quantità di calore, somministrata attraverso il sistema di fratture del basamento, è costante, nello strato piroclastico si realizzano condizioni di regime nei fluissi idrici e quindi condizioni standard di temperatura e di pressione del fluido di poro alle varie profondità.

Che questa condizione si verifichi ai flegrei può sostenersi in base alla rilevata costanza delle manifestazioni post-vulcaniche di questa area, ed al fatto che il bradisismo negativo, presenta un andamento regolare continuo nel tempo (1.3 cm/anno per l'intervallo 1800-1960) (Olivieri, 1960). Infatti il regolare abbassamento del suolo, così come per molte conche alluvionali con grandi spessori di sedimenti leggeri, può imputarsi ad un fenomeno di consolidazione (cioè costipamento per autocarico dei sedimenti, condizionato dalla presenza dell'acqua di impregnazione) della massa piroclastica che riempie la conca flegrea. In questo caso però lo stato dei moti convettivi delle acque del sottosuolo comporta l'esistenza di una più elevata pressione del fluido di poro rispetto a quella puramente idrostatica e quindi gli

effetti nel tempo della pressione effettiva devono risultare ridotti rispetto a quelli che si avrebbero in condizioni normali. Questo sembra effettivamente verificarsi ai flegrei se si confronta la velocità del locale abbassamento del suolo con quella che si riscontra nelle conche alluvionali recenti dove, pure essendo la densità dei sedimenti maggiore di quella dei prodotti piroclastici, per spessori degli accumuli dello stesso ordine di grandezza, la velocità di subsidenza è uguale o maggiore di quella valutata a Pozzuoli (es. Salvioni, 1957; Ciocardel et. al. 1966).

L'interpretazione che il bradisismo negativo sia dovuto alla consolidazione dello strato superficiale trova conferma anche nella variazione della velocità di abbassamento del suolo procedendo dalla periferia al centro del settore flegreo, infatti l'entità dell'abbassamento può collegarsi allo spessore della pila sedimentaria corrispondente che varia da 1,5 a 3,5 Km. ca.

Riguardo al moto ascendente del suolo flegreo i dati storici, accuratamente raccolti dagli studiosi (Parascandola, 1947 e bibl. ivi cit.), indicano che il sollevamento è avvenuto in varie fasi con modalità distinte che richiedono spiegazioni diverse. Sembra però legittimo ritenere che ciascun episodio debba risultare inquadrato in una unica visione interpretativa. Ciò può essere realizzato riguardando anche il bradisismo positivo alla luce della teoria sul comportamento reologico dei mezzi porosi imbibiti di fluido.

Negli anni tra il 1500 e 1505 il suolo flegreo si andava sollevando con notevole rapidità tanto da poter essere osservato dagli abitanti dell'epoca e da provocare la promulgazione di decreti regi riguardanti il mare che « si andava essiccando ». Questo episodio può trovare spiegazione nei moti convettivi delle acque del sottosuolo.

Se si ammette, infatti, la possibilità che aumenti la quantità di calore somministrata dal basso, a questo deve corrispondere un aumento della velocità di flusso delle acque sotterranee cui consegue, con l'aumento della pressione del fluido di poro, un aumento della porosità.

Questo porta ad un rigonfiamento dello strato e quindi al sollevamento del suolo che in ciascun punto dipende dalla somma dei contributi elementari forniti, lungo la verticale, dall'aumento di porosità alle varie profondità e quindi dallo spessore della serie interessata.

Anche in questo caso perciò, come avviene per il moto negativo, il sollevamento massimo si dovrebbe avere in corrispondenza dei punti dove lo spessore della serie piroclastica è maggiore. Questo sembra effettivamente accaduto, infatti i decreti regi del 1503 fanno riferimento al solo territorio di Pozzuoli e non a tutto l'arco del golfo lasciando ritenere che sopratutto qui il fenomeno fu più accentuato. L'aumento di somministrazione di calore dal basso può essere facilmente giustificato con un ampliamento delle vie seguite dai volatili provenienti dalle masse ignee che impegnano le fratture del substrato, cosa che può verificarsi per es. a seguito di un terremoto vicino anche non locale. Questi volatili possono essere di origine primaria, liberati cioè dalle masse ignee, ma questo appare improbabile tenendo conto delle elevate pressioni esistenti in profondità (Imbò, 1965). Sembra invece plausibile, che i volatili surriscaldati provengono dalla evaporazione delle soluzioni idriche, in lenta circolazione nelle rocce carbonatiche del substrato in vicinanza delle masse ignee.

Naturalmente la risposta dello strato, riduzione del fenomeno di consolidazione o inversione del moto, sarà tanto più accentuata quanto maggiori sono le vie aperte ai volatili surriscaldati. È opportuno notare a questo proposito che un aumento del flusso di calore mentre provoca un aumento dei moti convettivi delle acque di impregnazione, ovviamente non comporta un aumento di temperatura dello strato stesso, se non in limiti assai ristretti a causa dell'aumento della pressione dell'acqua. Quindi in superficie è attendibile che non debba verificarsi un sensibile aumento della temperatura delle acque termali, ma solo un aumento della distribuzione areale delle sorgenti. Ciò spiega perchè tra le notizie storiche manchi qualche accenno ad un aumento di termalità nella zona flegrea che non sarebbe sfuggita alla osservazione dell'uomo che si è in ogni tempo servito delle sorgenti flegree per ragioni terapeutiche.

L'aumento della quantità di calore somministrata allo strato è quindi sufficiente a spiegare l'inversione del moto bradisismico ed an-

che la possibilità che la velocità del sollevamento sia di varia entità.

Questo processo, non è sufficiente a giustificare quanto avvenne in occasione dell'eruzione del M. Nuovo durante la quale si ebbe un sollevamento di grande entità (7m. ca) (Parascandola, 1947) ed anche il fatto che questa rapida deformazione fu in gran parte recuperata nel corso di pochi anni con un abbassamento del suolo molto più rapido di quello caratteristico del bradisismo discendente.

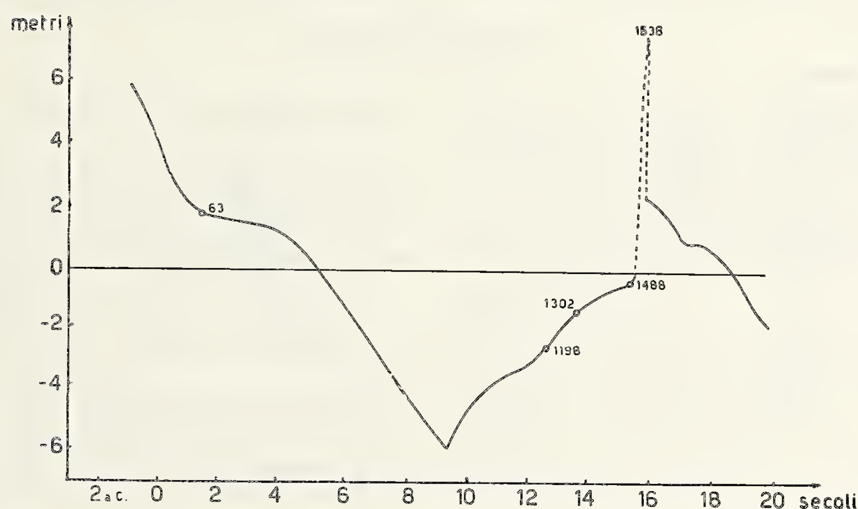


Fig. 2. — Andamento dei moti del suolo dal II secolo a.C. ad oggi. Diagramma costruito dal Parascandola in base ai dati del Niccolini.

Le masse ignee che impegnano le fratture tettoniche del basamento hanno la tendenza a risalire verso la superficie, e questo è facilitato, quando le ostruzioni poste sul suo cammino sono per qualche motivo indebolite. Quando queste masse raggiungono la zona di contatto del substrato con lo strato poroso acquifero di copertura si ha l'esplosione freatica la cui energia dipende dalla estensione della superficie di contatto delle due masse con un enorme aumento della pressione nel punto di scoppio. Mentre i vapori d'acqua determinano la perforazione dello strato seguendo un percorso di minor resistenza più o meno tortuoso in dipendenza della distribuzione disordinata di masse compatte all'interno dello strato di piroclastiti ed ha luogo la eruzione vulcanica, l'intero strato è interessato ad un gradiente di pressione molto elevato e quindi ad un notevole aumento del flusso delle acque sotterranee. Quindi, anche in questo caso lo strato si rigonfia per l'aumento della pressione di poro ed il sollevamento del suolo deve risultare notevolmente accentuato, verificarsi in un tempo relativamente breve ed essere massimo in corrispondenza dell'area dove è massimo lo spessore della serie piroclastica. Questo è quanto dovette verificarsi nel 1538, infatti pur essendo avvenuta a Lucrino l'eruzione, il sollevamento maggiore si ebbe in Pozzuoli che dista 3 Km. dal punto dell'eruzione.

In base a quanto detto sulla equazione della idrodinamica nella forma più generale si comprende facilmente come il sollevamento del suolo nel 1538 sia stato rapido ma non repentino: infatti essa mostra che la variazione della porosità e del volume della roccia nel suo insieme dipende oltre che dalla derivata del gradiente di pressione del fluido di poro anche dalla permeabilità (K) del mezzo e dal suo modo di variare. Questo significa che la deformazione deve avvenire nel tempo in dipendenza della capacità che ha l'acqua di fluire nel mezzo poroso.

D'altro canto la deformazione elastica e susseguente del mezzo poroso imbibito sottoposto a sforzo ha una dipendenza dal tempo caratteristica in quanto l'aliquota elastica risulta notevolmente ridotta; concordemente il recupero della deformazione deve avvenire nel tempo e ciò spiega l'abbassamento del suolo avvenuto dopo il 1538, ed il fatto che una gran parte della deformazione determinatasi con l'eruzione fu recuperata in un tempo relativamente breve.

La deformazione permanente, invece, lasciò

interamente a giorno il pavimento del Serapeo che per le ripristinate condizioni iniziali riprese ad immergersi lentamente per bradisismo negativo.

Per quanto riguarda le modalità secondo cui si sarebbe sviluppato il sollevamento del suolo flegreo durante il periodo precedente il 1500 la spiegazione è complessa a causa della mancanza di dati storici certi.

La ricostruzione proposta dal NICCOLINI (Fig. 2), secondo cui il sollevamento si sarebbe verificato con continuità dall'XI secolo fino al 1500, potrebbe anche essere giustificata da un lento, progressivo aumento della quantità di calore somministrato dal basso allo strato piroclastico superficiale. Tuttavia sembra qui opportuno richiamare l'attenzione sul fatto che sono proprio di questo periodo vari terremoti locali in Pozzuoli (1198, 1302, 1488) (BARATTA, 1901). Questi eventi se posti in relazione con il sollevamento che in occasione del grande terremoto del 63 d.C. si sarebbe verificato a Baia ed al fatto che in varie regioni del mondo in concomitanza dei terremoti di origine vulcanica o ad ipocentro relativamente poco profondo si verificano fenomeni di sollevamento del suolo (CALOI 1958, 1969; OKADA 1962), suggeriscono che anche nel periodo indicato il sollevamento del suolo flegreo si sia verificato con discontinuità ed in concomitanza con gli eventi sismici.

Anche questa ipotesi è sostenibile in base alle ricerche teoriche e sperimentali riguardanti il comportamento delle rocce reali porose e permeabili al variare del flusso del fluido in esso contenuto. Infatti nel quadro delle deformazioni prodotte dall'aumento di flusso del fluido nei mezzi porosi rientra anche il fenomeno della rottura dei legami tra gli elementi costituenti il mezzo solido (scheletro) (TERZAGHI 1945; TERZAGHI e PECK 1968).

È quindi ovvio attendersi la possibilità che durante un fenomeno di sollevamento, connesso alla variazione di flusso del fluido, si possono determinare crisi sismiche localizzate, dovute alla microfrantumazione dello scheletro entro zolle più o meno estese dello strato poroso, di varia intensità che possono giustificare quanto avvenuto ai flegrei.

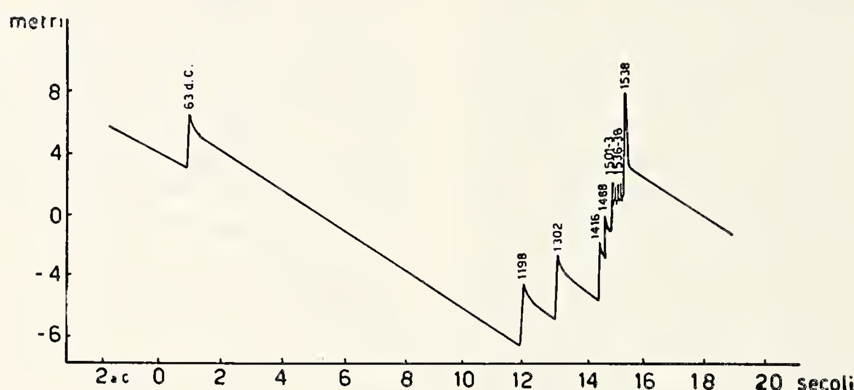


Fig. 3. — Diagramma della fig. 2 modificato.

Un dato utile a favore di questa interpretazione è costituito dall'evento sismico di Pozzuoli del 1198 che si accompagnò alla forte recrudescenza dell'attività della Solfatara (BARATTA, 1901). Questa infatti dev'essere connessa ad un sensibile aumento del flusso delle acque sotterranee.

Naturalmente la possibilità che si verifichino circostanze di questo genere non esclude che i terremoti locali possono essere derivati anche dal movimento di risalita delle masse ignee all'interno delle fratture del substrato, rese più aperte dall'azione dei gas surriscaldati; di questo tipo in particolare potrebbe essere la serie di sismi verificatisi in Pozzuoli tra il 1535 ed il 1538 avanti l'eruzione del M. Nuovo (BARATTA, 1901).

Si può ancora tenere conto del fatto che i terremoti stessi sono a loro volta agenti di aumento della pressione di poro (TERZAGHI K. e R. B. PECK, 1968) e quindi possono considerarsi ulteriori fattori del sollevamento del suolo. Molti fenomeni superficiali, in particolare le ben note espulsioni freatiche (RICHTER 1958; SERGESTROM et al 1963; REIMNITZ et al. 1965),

anche recentemente osservate durante il terremoto di Gibellina (Sicilia, 1968) indicano come a seguito di terremoti si determini negli strati acquiferi un regime di variazione di flusso con aumento della pressione di poro.

In definitiva in base a questa interpretazione è possibile giustificare il sollevamento del suolo flegreo verificatosi prima del 1500, potendosi ora ritenere come molto probabile che questo bradisismo positivo non si sia presentato con uno sviluppo continuo e lento, come sinora si è ritenuto, bensì come un fenomeno discontinuo, caratterizzato da accelerati sollevamenti verificatisi in concomitanza dei terremoti locali e forse anche in occasione del grande terremoto che ha interessato l'Italia Meridionale nel 1456 (Matese). Attribuendo al bradisismo negativo un andamento nel tempo uguale a quello riscontrato per il periodo 1800-1960 (1,3 cm per anno) si è costruito (fig. 3) un diagramma puramente qualitativo che illustra la proposta interpretazione.

BIBLIOGRAFIA

Baratta M., 1901 - *I terremoti d'Italia.* Fratelli Bocca Editori.

Caloi P., 1958 - *About some phenomena preceding and following the seismic movements in the zone characterized by high seismicity. Contributions in geophysics: in honor of Beno Gutenberg,* Pergamon Press, London.

Caloi P., 1969 - *Relazioni tra sismicità e moti lenti nella crosta terrestre.* Annali di Geofisica, vol. XXII, 3; 209-228, Roma.

Ciocardel L., Esca A., 1966 - *Essai de sinthése des données actuelles concernant les monvements verticaux recents de l'écorce terrestre en Roumanie.* Revue Roumanie de Geol. Geoph. et Geogr., Tome 10, N. 1, 5-32, Bucarest.

Goguel J., 1953 - *Le regime thérmique de l'eau souterranie. Ann. Mines,* vol. 10, 3-31, Paris.

Goguel J., 1953 - *Le regime thérmique de l'eau souterranie.* Ann. Mines, vol. 10, 3-31, Paris.

Hubbert M. K., Rubey W. W., 1959 - *Role of fluid pressure in mechanics of over thrust faulting - Part. I.* Bull. Geol. Soc. Am., vol. 70, n. 2, 115, Rochester N. Y.

Imbò G., 1965 - *Dynamica of the magmatic volatile components.* Ann. Oss. Ves., S IV, vol. 7, Napoli.

Jeffreys H., 1962 - *The Earth* - fourth edition. Cambridge, Univ. Press.

Okada A., 1962 - *Some investigation on the character of crustal deformation.* Boll. Earth. Res. Inst.,

Oliveri Del Castillo A., 1960 - *Studio del bradisismo flegreo mediante osservazioni mareografiche.* Atti Ass. Geof. It., vol. 40, p. 431, X Conv., Roma.

Oliveri Del Castillo A., 1966 - *Alcune considerazioni sulla regionale in gravimetria.* Ann. Oss. Ves., S. VI, vol. 8, Napoli.

Oliveri Del Castillo A., 1966 - *Considerazioni gravimetriche sul bacino eruttivo e sedimentario campano.* Ann. Oss. Ves., S. VI, vol. 8, Napoli.

Parascandola A., 1947 - *I fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli,* G. Genovese, Napoli.

Parascandola A., 1951 - *Il Monte Nuovo e il lago d'Averno.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. LV, Napoli.

Pellegrino A., 1968 - *Compressibilità e resistenza a rottura del tufo giallo napoletano.* Atti IX Conv. Geot. Genova.

Reimnitz e Marchall N. F., 1965 - *Effects of the Alaska Earthquake and tsunami on recent deltaic sediments.* J. Geoph. Res., vol. 70, p. 2363, Richmond, Virginia.

Richter C., 1958 - *Elementary seismology.* Freeman, S. Francisco.

Rubey W. W., Hubbert M. K., 1959 - *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. P. II.* Bull. Geol. Soc. Am., vol. 70 n. 2, 167, Rochester N. Y.

Salvioni G., 1957 - *I movimenti del suolo nell'Italia Centro-Settentrionale.* Boll. Geod. e Scienze affini, XVI, 325-366, Firenze.

Scheidegger A., 1959 - *On the theory of flow underground fluids in compressive strata.* Canad. J. Phys., vol. 37, 276-284.

Scheidegger A. E., 1960 - *The physics of flow through porous media.* Toronto University Press.

Sergestrom K., Casertano L., Galli C., 1963 - *Eruptions of water and sand resulting from on Earthquake near Conception,* Chile. U. S. Geol. Survey prof. paper 475-B.

Terzaghi K., 1945 - *Stress conditions for the failure of saturated concrete and rock.* Proc. Am. Soc. Test. Mat., vol. 45, 777, Phyladelphya.

Terzaghi K., Peck R. B., 1968 - *Soil mechanics in engineerig practice.* John Wiley and Sons, inc., New York.

Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese Occidentale (Appennino Meridionale) (*)

Nota del socio ANTONINO IETTO

(Tornata del 27 giugno 1969)

SOMMARIO

Nel Matese occidentale, da un'unica piattaforma dolomitica triassica, si individuano, a partire dall'Infralias, alcune aree le quali avranno differenti evoluzioni stratigrafiche c tettoniche durante il Mesozoico.

Da sud a nord: una zona a sedimentazione carbonatica, neritica e con evoluzione analoga a quella della piattaforma con le bauxiti (zona A); una zona di transizione ad ambienti più profondi e con serie continue dal Trias al Cretacico inferiore (zona B); una zona di bacino con facies prevalentemente conglomeratiche evolventi a facies marnose e/o calcareo-marnose (zona C); una zona emersa dal Lias inferiore (Infralias) fino al Cretacico inferiore (zone D ed E).

La piattaforma carbonatica dell'Appennino, all'altezza del Matese, viene ad essere suddivisa da un bacino profondo avente direzione ovest-est, determinatosi nell'Infralias e, come tale, attivo almeno per tutto il Giura.

Su tutta l'area studiata, condizioni paleogeografiche uniformi vengono a stabilirsi soltanto durante il Miocene.

Del Matese occidentale, nel presente studio, vengono inoltre individuate e descritte tutte le principali fasi tettoniche che è possibile rilevare dal Trias al Pliocene con particolare riguardo alla fase tettonica tortoniana. Questa, infatti, con i suoi effetti di compressione ha condizionato in maniera preponderante l'attuale assetto strutturale della zona in istudio, determinando la sovrapposizione delle masse carbonatiche sui terreni in facies di flysch a nord e suddividendo le stesse in tre principali unità tettoniche tra loro accavallate.

SUMMARY

The western Matese is a part of a larger mesozoic paleogeographic unit: the external appenninic carbonate platform. In this platform from the south to the north, the following isopic zones, having a different evolution, may be distinguished:

« A » zone = back-reef carbonatic deposits;
« B » zone = « reef-complex » (reefs, fore-reef fecies, etc.) deposits;
« C » zone = proximal basin carbonate sediments lenghtwise passing to more distal basin facies;
« D » and « E » zones = emerging insular lowlands overlapped from the uppermost Cretaceous by bioclastic carbonates.

This pattern points out the existence of a minor basin developed from the uppermost Triassic - lowermost Jurassic (Infralias) along the northern margin of the external Appenninic carbonate platform. In this basin, during Jurassic and lower Cretaceous times, sediments mainly formed by slump « conglomeratic » carbonates in addition to normal bio and intraclastie calcarenites accumulated.

During the lower Tertiary a great part of the studied zone was emerging and only the « E » zone was covered by the sea being the southern margin of the Molise basin.

During the Miocene the entire area sunk and became a part of a larger basin in which terrigenous deposits developed.

The strustural framework of the surveyed area and the main characters of its tectonic evolution are finally described.

(*) Lavoro svolto con i contributi del C.N.R.

1. PREMESSA

Il gruppo montuoso del Matese, che con la sua cima più elevata (Monte Miletto) raggiunge q 2050 costituendo quindi uno dei gruppi maggiori dell'Appennino, è stato oggetto di considerazione e studio da parte di vari geologi sin dal secolo scorso; si ricordano: CASSETTI (1893-94-95-98); SALMOIRAGHI (1872-81); TENORE (1872). Il primo generale rilevamento geologico pubblicato è, però, quello relativo alla prima stesura della Carta Geologica d'Italia (CASSETTI e GRASSI 1934). Successivamente non si ritrovano più in letteratura lavori specifici a carattere generale ma, e alquanto scarsi, lavori parziali su argomenti limitati oppure accenni in lavori a carattere regionale o su zone limitrofe: BEHRMANN (1936-58); BENEO (1949); CACCIAMALI (1924); CORTESE (1926); GRZYBOWSKI (1921); DE LORENZO (1937); LAZZARI (1950); ROVERETO (1927); SACCO (1910-12-35); SCARSELLA e MANFREDINI (1955); ZACCARA e MAINO (1957-58).

Tale carenza di bibliografia specifica si continua praticamente fino all'inizio dei lavori di rilevamento per la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia iniziati nel 1961. Con tale data si ha un notevole sviluppo della ricerca in tutto l'Appennino centro-meridionale e, di conseguenza, anche per il Matese più numerosi divengono i dati man mano a disposizione. Tra i lavori più recenti e interessanti per la trattazione presente, si ricordano: CATENACCI, DE CASTRO e SGROSSO (1963); IETTO (1964); SGROSSO (1963-64-65); SGROSSO e TORRE (1968); PESCATORE (1964-65); VALLARIO (1964). È, però, dovuto a PESCATORE (1965) un primo inquadramento generale della geologia del Matese anche se limitatamente ai suoi rapporti con il bacino molisano-sannitico.

Altri lavori recenti, in zone limitrofe o a carattere regionale, di chiaro interesse per il presente lavoro sono quelli di: D'ARGENIO (1963); PIERI (1966); SELLI (1957-62); SIGNORINI e DEVOTO (1962).

Negli anni 1964-65 è stato eseguito dallo scrivente, nel quadro dei lavori per il completamento e aggiornamento della Carta Geologica d'Italia, il rilevamento delle tre tavolette S. Angelo d'Alife, Gallo e S. Agapito. È stato così possibile intravedere gli aspetti più salienti e nuovi della geologia del Matese, almeno per la parte occidentale. Il presente lavoro è, appunto, l'esposizione dei dati desunti dalle ulteriori ricerche condotte in questi ultimi anni in tutto il Matese occidentale.

Ringrazio il prof. Francesco Scarsella per aver consentito e reso possibile lo svolgimento del presente lavoro ed il prof. Felice Ippolito per la lettura critica del manoscritto. Così anche i colleghi proff. Bruno D'Argenio, Tullio Secondo Pescatore ed Italo Sgrosso per le proficue discussioni e la segnalazione di particolari situazioni. Ringrazio, inoltre, il geom. Gianni D'Iorio, disegnatore dell'Istituto di Geologia, per la cura con la quale ha eseguito gli elaborati grafici.

L'area presa in considerazione, nella presente ricerca, viene delimitata: a nord, dagli abitati di Roccamandolfi, Indiprete, Isernia; ad ovest, dalla valle del Volturno fino alla confluenza col Sava; a sud, dalla valle del Sava, del Lete e dalla congiungente gli abitati di Ailano, Raviscanina, S. Angelo d'Alife; ad est, dalla cogiungente i paesi di Piedimonte d'Alife e Roccamandolfi.

Ai fini di una più chiara esposizione e per evitare, nel corso dello scritto, lunghe ripetizioni di toponimi, si suddivide tale area in cinque zone principali, come riportato nella figura n. 1.

I risultati principali del presente studio consistono nell'avere accertata, nell'ambito della piattaforma carbonatica del Matese, la esistenza di un bacino ad elevata subsidenza individuatosi nell'Infralias e, come tale, attivo fino almeno a tutto il Giura. Questo, con direzione prevalente ovest-est, veniva limitato a nord da un'area triassica emersa e a sud da un'area nella quale è persistita, quasi per tutto il Mesozoico, una sedimentazione neritica di piattaforma. I sedimenti, invece, ad esso corrispondenti, non sono osservabili nella loro interezza ma, al Matese, se ne rilevano in affioramento soltanto le porzioni centrali (?) e meridionali. Ciò perché gli eventi tettonici miocenici, con forti effetti di compressione, hanno in parte « suturato » l'area del bacino in questione, portando all'accostamento della zona sud di piattaforma con la zona a nord emersa. Tale accostamento ha determinato il ricoprimento dei sedimenti corrispondenti alle aree centrali (?) e settentrionali del bacino da parte di quelli del bordo meridionale e della contigua zona di piattaforma a sud.

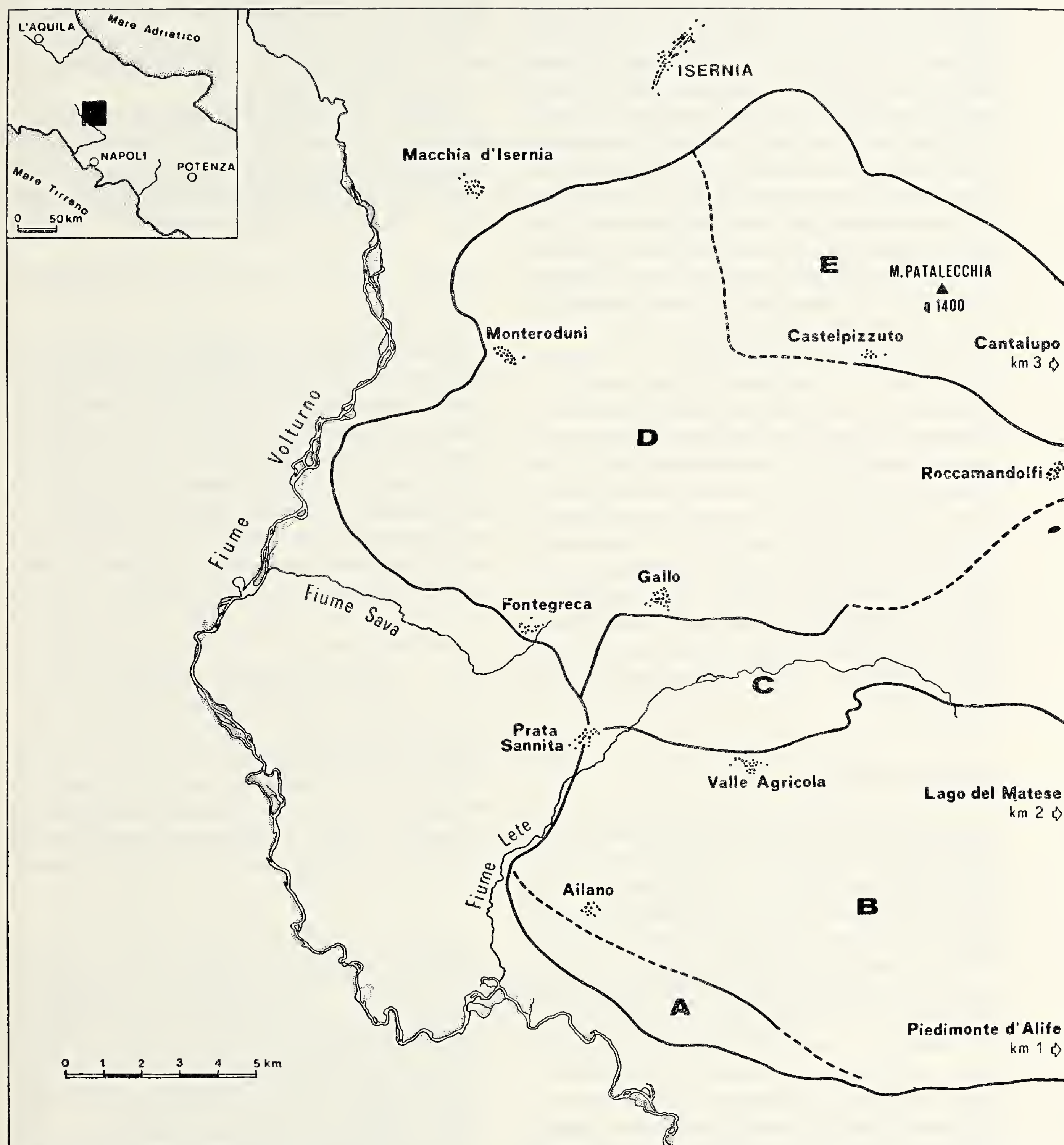


Fig. 1. — Delimitazione dell'area studiata e suddivisione in zone della stessa (A, B, C, D, E), come riportato nel testo.

Tali risultati modificano la visione *della* piattaforma (o, in accordo con D'Argenio e Scandone (1970), *delle due* piattaforme carbonatiche) dell'Appennino meridionale, quale corpo unico senza soluzione di continuità e con costanti caratteri di subsidenza. L'unicità *della* o *delle* piattaforme va, pertanto, intesa in senso molto generale mentre in dettaglio risultano dei corpi sedimentari con una geometria complessa e caratterizzati da differenti velocità di subsidenza da punto a punto. Nelle aree di questi corpi sedimentari, altifondi (piattaforme) possono alternarsi a zone più profonde e subsidenti (bacini), al che consegue una paleogeografia alquanto articolata ed una sedimentazione con frequenti e brusche eteropie.

L'attuale scarso rilevamento in campagna degli elementi a conferma di tale asserto è da attribuire principalmente al diastrofismo miocenico il quale ha profondamente modificato l'originaria palegeografia accostando e, talora, accavallando i corpi più rigidi e competenti costituiti dalle sequenze carbonatiche. Su queste si conservano, e molto raramente, soltanto limitati affioramenti di sedimenti di bordo di bacini più profondi. I sedimenti a questi corrispondenti, risultano attualmente per lo più ricoperti dai terreni miocenici in facies di flysch o dalle stesse sequenze di piattaforma.

2. STRATIGRAFIA

Il massiccio del Matese è, geologicamente, situato sul bordo adriatico settentrionale della piattaforma carbonatica « esterna » (D'Argenio e Scandone 1970). Di questa fa parte integrante e viene a diretto contatto con i terreni del bacino molisano-sannitico (« depressione molisano-sannitica », Manfredini 1963a).

In particolare, nella parte occidentale di tale massiccio, area del presente studio, i terreni sedimentari affioranti comprendono termini dal Trias al Miocene e costituiscono delle successioni litologiche in facies prevalentemente calcaree, dolomitiche o calcareo-marnose.

I termini più antichi sono rappresentati dalle dolomie del Trias superiore, frequentemente stromatolitiche e con caratteri di facies costanti in tutti i loro affioramenti. Questi terreni costituiscono la base comune, quasi sempre in affioramento, per tutte le successioni mesozoico-terziarie che verranno di seguito descritte. A partire dal Retico-Lias inferiore (Infralias), si manifestano nei sedimenti dell'area in esame, marcate eteropie di facies le quali perdurano, più o meno spiccatamente, fino al Cretacico inferiore.

Pertanto, i terreni appartenenti al Trias superiore verranno descritti in maniera unitaria, così come i terreni terziari, mentre le varie successioni eteropiche triassico-cretaciche saranno analizzate singolarmente.

2.1 TRIAS SUPERIORE (FORMAZIONE DI MONTE ACUTO)

Dolomie saccaroidi bianche in banchi o a stratificazione indistinta; dolomie subsaccaroidi grigie e calcari dolomitici; livelli lenticolari di brecce dolomitiche spesso a matrice prevalente. Le dolomie e specie i calcari dolomitici sono spesso riccamente stromatolitici. Questi terreni, come già detto, costituiscono stratigraficamente la base di tutte le successioni mesozoiche; base sempre affiorante nell'area in esame o nelle aree adiacenti.

La formazione è la stessa di quella denominata da Pescatore (1965) « Formazione di Fontegreca ». Qui si è preferito variare il toponimo in quanto a Monte Acuto (q 1225 - tav. S. Angelo d'Alife a NO di Piedimonte), si ha l'esposizione più completa.

I fossili, discretamente presenti in tutta la formazione, si ritrovano sempre molto dolomitizzati, di difficile isolamento e, pertanto, di problematica determinazione. Tra questi sono, comunque riconoscibili:

Wortenia sp. e *Megalodon* sp.

Particolare interesse assumerebbero, se ne fosse possibile la determinazione specifica, alcune località fossilifere molto ricche di ammoniti e ortoceratidi. Se ne riportano 2 tra le località più interessanti:

a) costone SO di Serra delle Pozzelle tra q. 1000 e 1100 (tav. S. Angelo d'Alife);

b) strada Ailano-Valle Agricola, subito dopo il tornante di q. 485 (tav. S. Angelo d'Alife).

La formazione presenta uno spessore reale di 7-800 metri, mentre in affioramento raggiunge, per motivi tettonici, anche spessori attorno i 1500-1600 metri.

L'età è Trias superiore (Norico-Retico p.p.

probabile). Affiora diffusamente in tutta l'area in esame e costituisce quasi per intero i rilievi della dorsale tra la valle del Volturno e l'abitato di Valle Agricola (zona B).

2.2 INFRALIAS-CRETACICO INFERIORE

I terreni attribuibili al Mesozoico, dall'Infralias al Cretacico inferiore, affiorano nelle zone B e C e costituiscono ovunque delle successioni stratigraficamente continue marcate, però, da forti eteropie di facies.

2.2.-1 ZONA B

Nei rilievi della zona B è ricostruibile una successione stratigraficamente continua dall'Infralias all'Aptiano-Albiano e passante, inferiormente, alle dolomie della formazione di Monte Acuto. Alla successione viene dato il nome del rilievo più alto e cioè il Monte Ianara (q. 1575, ad Est di Valle Agricola 6-10 Km), anche se su questo affiorano soltanto sedimenti dal Lias al Giura a *Cladocoropsis*, mentre i terreni più recenti sono bene esposti nei rilievi contigui di Serra della Porcareccia e Serra Sbregavitelli.

2.2.-1.1 *Successione di Monte Ianara*

I caratteri litologici e paleontologici dei sedimenti in esame richiamano le facies classiche neritiche di piattaforma carbonatica che costituiscono i rilievi, subito a oriente, di Monte Pranzaturo, Monte Maio, Monte S. Angiolillo, Monte Monaco di Gioia ecc.

a) Infralias.

Calcari spesso intraclastici e/o parzialmente oolitici grigi o rosati, ricchi di gasteropodi, megalodontidi e resti spatizzati di bivalvi tali da costituire, a luoghi, delle vere e proprie biostrome; calcari dolomitici grigi spesso stromatolitici e con frequente zonatura all'interno dello strato dal grigio ferro al grigio perla, per lo più sterili; dolomie subsaccaroidi, anch'esse spesso con zonatura interna dal grigio al bianco o stromatolitiche, con rari megalodontidi e gasteropodi. Questi termini litologici, in strati o per lo più in banchi sui 100-150 cm, si alternano irregolarmente pur avendosi una generica prevalenza dei termini dolomitici in basso e calcarei in alto.

Lo spessore totale dei sedimenti è di circa 350-400 metri. La loro precisa datazione è quanto mai incerta data la rarità dei fossili significativi ed il loro cattivo stato di conservazione. Si attribuisce, comunque, un'età comprendente il Trias superiore ed il Lias inferiore (Infralias) data la loro precisa ubicazione stratigrafica tra le dolomie noriche ed i calcari a *Palaeodasycladus*. Soltanto alla base Est di Serra Porcareccia sono state rinvenute, nella zona mediana della successione, rari resti di cefalopodi, totalmente dolomitizzati e rivestiti internamente da piccoli cristalli di calcite. Alcuni di questi esemplari sembrano, comunque potersi riferire a

Lytoceras sp.

b) Lias medio-superiore.

Al Monte Ianara e nei rilievi circostanti, il Lias medio e superiore è facilmente databile data la persistenza delle medesime biozone rilevabili nei sedimenti vicini in facies tipiche di piattaforma: calcari a *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, calcari a *Orbitopsella praecursor* GUMBEL, calcari della facies a *Lithiotis*. Rispetto ai tipici sedimenti liassici di piattaforma, si osservano qui alcune differenze costituite da una maggiore abbondanza dei termini detritici, dal colore dei calcari che è spesso rosato, biancastro o avana chiaro, nonchè dalla presenza di rari livelli conglomeratici di tipo intraformazionale. D'altro canto, in parallelo con le serie liassiche di aree tipiche di piattaforma (Monti a Nord di Salerno, Monti Picentini, ecc.), anche qui nei calcari della facies a *Lithiotis*, è presente un livello, con spessore sui 100-150 cm., costituito prevalentemente da ostreidi, pernidi e altri grossi bivalvi spatizzati immersi in una matrice argilloso-marnosa verde.

Lo spessore dei sedimenti liassici al Monte Ianara è di circa 300 metri.

c) Dogger e Malm.

I terreni del Dogger-Malm affioranti nella zona B e in particolare al Monte Ianara richiamano, più che quelli del Lias, i tipici sedimenti di piattaforma. Le biozone rilevabili sono quelle del Monte Monaco di Gioia (CATENACCI, DE CASTRO, SGROSSO 1963), Monti Picentini (SCANDONE e SGROSSO 1962) ecc.: calcari a *Pfenderina*, calcari a *Cladocoropsis*,

calcari a *Clypeina*, calcari a Organismo C FAVRE.

Litologicamente si osserva, rispetto ai sedimenti tipici di piattaforma: una diminuzione dei calcari oolitici specie al livello del Dogger basale sostituiti da un aumento dei calcari con concrezioni algali (oncoliti); un aumento dei materiali detritici; una generale diminuizione dei livelli dolomitizzati; mancanza dei calcari con interstrati di selce in corrispondenza dei calcari a *Clypeina*. Il colore della roccia, sempre ben stratificata, è generalmente marrone o grigio.

La successione dei terreni giurassici si chiude con alcuni livelli, per uno spessore complessivo di 10-15 metri, di calcari detritico-oolitici nocciola, con ooliti nere spesso rotte e rigenerate. Nei clasti sono anche presenti frammenti di piccole dimensioni (1-1,5 mm) di calcare nero (« Calcari a punti neri » Auctorum).

Lo spessore totale dei sedimenti giurassici è di circa 750-800 metri.

d) Neocomiano-Albiano.

Da monte Ianara a Serra Sbregavitelli si osserva chiaramente tutta la successione dei terreni dal Malm all'Albiano probabile.

I sedimenti sono sempre calcarei ma con differenze, rispetto alle facies di piattaforma, più marcate di quanto non fossero quelle dei terreni giurassici.

Si osserva, infatti, la seguente successione dal basso verso l'alto: calcari detritici e spesso conglomeratici a grossi strati o in banchi pressocchè privi di fossili salvo rari gasteropodi e diceratidi. Il colore prevalente della roccia è bianco. I conglomerati sono in genere costituiti da elementi litologicamente analoghi al sedimento che li ingloba cui spesso fanno graduale passaggio. Anche le associazioni micropaleontologiche, per quanto banali (textularidi, valvulinidi, rare miliolidi e cuneoline di tipo primitivo), sono eguali sia nei ciottoli che nella matrice. Questi sedimenti vengono interpretati come dovuti a franamenti sottomarini di materiali in via di diagenesi.

Verso l'alto della successione i calcari divengono meno conglomeratici, spesso stromatolitici e con numerose cavità da disseccamento riempite di calcite. I fossili sono abbondanti con forme prevalenti di requienie e piccole nerinee. Tra i microfossili: *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Barkerina* sp., *Orbitolina* sp., cuneoline di tipo primitivo, miliolidi, codiacee.

L'età, quindi, dei sedimenti cretacici si estende fino a comprendere probabilmente l'Albiano. Il loro spessore complessivo è di circa 300 metri.

2.2.-2 ZONA C

Nella zona C, il Mesozoico al di sopra delle dolomie di Monte Acuto si presenta sempre in serie continue fino al Cretacico inferiore, come per la zona B cui fa passaggio laterale con continuità fisica. I sedimenti, però, mostrano eteropie marcate e via via crescenti da Est verso Ovest e da Sud a Nord, con tendenza a passare da sedimenti prevalentemente calcarei a sedimenti calcareo-marnosi o marnosi.

Tali passaggi graduali, dati i chiari affioramenti, vengono descritti singolarmente e non schematizzati in un'unica successione tipo.

2.2.2-1 *Successione di Monte Cappello*

Al Monte Cappello (q. 1406), a Nord di Valle Agricola, e nei due rilievi adiacenti di Monte Capello (q. 1390) ad Ovest e Monte Rotondo a Nord (q. 1063), i quali tutti fanno passaggio laterale fisico e stratigrafico ai rilievi del gruppo di Monte Ianara, è presente una successione continua fino al Cretacico inferiore.

— Infralias.

Calcari, in strati e banchi, detritico-oolitici con frequenti livelli conglomeratici di tipo intraformazionale. I fossili, abbondanti, sono in genere costituiti da forme spatizzate di gasteropoli turricolati, megalodontidi e bivalvi a guscio molto spesso confrontabili a

Opisoma sp.

I sedimenti presentano di frequente fenomeni spinti di dolomitizzazione, specie nella parte superiore dell'intervallo.

Lo spessore complessivo affiorante dei terreni infraliassici è di circa 400 metri e non si osserva in campagna il passaggio alle sottostanti dolomie di Monte Acuto. Tale spessore è, pertanto, nettamente maggiore di quello dei sedimenti coevi di Monte Ianara, anche se non è possibile specificare di quanto.

— Giura (Lias-Dogger-Malm).

Anche i terreni del Lias-Giura, con uno spessore complessivo di circa 1200 metri, presentano marcate differenze da quelli sincroni di Monte Ianara. Queste possono essenzialmente ravvisarsi, come per l'Infralias, in un sentito aumento dei termini conglomeratici di tipo intraformazionale. Ciò specie nella parte medio-basale del Lias e cioè prima della comparsa nei sedimenti di quelle forme spatizzate, in prevalenza ostreidi, tipiche nella facies dei ben noti « calcari a *Lithiotis* », degli Autori.

Il Lias superiore, invece, con calcareniti grige ben stratificate conserva caratteri che richiamano i sedimenti di piattaforma.

Nella sucessione di Monte Cappello è osservabile l'inizio del livello argilloso-marnoso verde, con ostreidi spatizzate, il quale estendendosi verso Est costituisce per la dorsale a Nord di Valle Agricola un chiaro livello guida per il Lias superiore.

I terreni del Giura s.s. (Dogger-Malm), rispetto alla successione di Monte Ianara, si differenziano per un aumento notevole dei termini grossolanamente detritici i quali, assieme a frequenti intercalazioni di calcari pisolitici, costituiscono l'intera successione. La stratificazione si mantiene abbastanza regolare e distinta con strati sui 50-60 cm e banchi oltre il metro. A chiusura dell'intervallo giurassico, si ritrovano gli stessi calcari oolitico-detritici « a punti neri » già rilevati nel Giura di Monte Ianara.

Analogamente alle differenze litologiche, abbastanza marcate sono le differenze paleontologiche rispetto alle serie tipo di piattaforma. Sono quasi assenti, infatti, i *Palaeodasycladus* che si rinvengono soltanto sporadicamente e per lo più negli elementi dei livelli conglomeratici al di sotto dei calcari della facies a *Lithiotis*. Le orbitopselle sono, invece, discretamente presenti ma in esemplari molto sparsi nell'ambito di un intervallo molto più ampio che nelle tipiche successioni di piattaforma. La zona a *Cladocoropsis* è pressocchè scomparsa salvo qualche esemplare negli elementi conglomeratici e così dicasi per l'Organismo C FAVRE.

— Cretacico inferiore.

Sul versante Nord di Monte Cappello affiorano, per uno spessore di circa 200 metri, calcari attribuibili al Cretacico inferiore per la presenza ai livelli più alti di *Bacinella irregularis*, cuneoline primitive e qualche rara forma di requienia.

Litologicamente si tratta degli stessi calcari conglomeratici biancastri, in strati e banchi, rinvenuti al Monte Ianara. Qui, però, sono del tutto assenti i calcari stromatolitici ma probabilmente non si raggiungono le medesime altezze stratigrafiche.

2.2.2-2 *Successione di Monte Favaracchi*

I terreni che costituiscono la successione in esame si estendono dall'Infralias al Cretacico inferiore (probabile).

Al Monte Favaracchi (q. 1219) affiorano soltanto fino al Lias superiore mentre i termini più recenti si possono osservare sul rilievo subito a Sud in corrispondenza della condotta forzata dal lago di Letino alla centrale elettrica di Prata.

— Infralias.

I terreni appartenenti all'Infralias, dei quali però non affiora il passaggio alle sottostanti dolomie triassiche, al Monte Favaracchi presentano spessori di affioramento notevoli, in quanto ripetuti da numerose faglie normali. Lo spessore reale è desumibile soltanto approssimativamente ma, comunque, non sembra inferiore ai 600 metri.

La facies dei sedimenti è inizialmente alquanto simile a quella della sezione di Monte Ianara e cioè presenta caratteri di sedimentazione prossimi a quelli di piattaforma. Quindi, dopo circa 100 metri di spessore, si passa gradualmente ma velocemente da dolomie e calcari dolomitici stromatolitici a conglomerati quasi del tutto dolomitizzati e con modeste plaghe calcaree. La dolomitizzazione va in genere diminuendo, fino a scomparire del tutto, man mano che si risale nella successione e ciò, verosimilmente, dopo uno spessore di 100-150 metri.

I conglomerati superiori, non dolomitizzati, sono per lo più a matrice prevalente con gli elementi litologicamente uguali tra loro e alla matrice, cui per lo più fanno passaggio graduale e sfumato.

I sedimenti sono in prevalenza calcarei, calcareo-marnosi e, subordinatamente, marnosi. Sono fortemente policromi, specie ai livelli

superiori, con toni che variano dal rosa al viola e dal giallo al nocciola. La stratificazione non è sempre presente e per lo più difficilmente distinguibile. Lì dove questa è rilevabile lo spessore degli strati si mantiene sui 70-80 cm.

— Lias medio-superiore.

Il limite Infralias-Lias è alquanto dubbio non potendosi operare in campagna una netta differenziazione tra sedimenti liassici e infraliassici se non che per una certa diminuizione della frazione calcarea e il rinvenimento di qualche rara forma di *Palaeodasycladus*. Anche per il Lias, infatti, continuano le facies conglomeratiche fortemente policrome. I conglomerati sono sempre a matrice prevalente; la stratificazione è mal distinguibile fino a scomparire del tutto in corrispondenza di veri e propri ammassi conglomeratici, più frequenti subito al di sotto ed in corrispondenza della comparsa delle prime orbitopselle. È qui però, impossibile parlare di biozone sia perchè i ritrovamenti paleontologici sono del tutto casuali, data la scarsezza degli esemplari, sia perchè i sedimenti presentano evidenti e spinti fenomeni di rimaneggiamento intraformazionale.

Nella porzione superiore dell'intervallo, più frequenti al Monte Favaracchi che nella successione, a Sud, della condotta, ai conglomerati si intercalano livelli lenticolari di marne rosse e verdi sottilmente stratificate (10-15 cm) con spessori massimi sui 7-8 metri. Lo spessore totale dei sedimenti liassici è sui 500 metri.

— Giura s.s. (Dogger-Malm).

Il limite Lias-Giura, data la facies dei sedimenti, è del tutto approssimato. Questo viene posto al di sopra delle intercalazioni marnose ed in corrispondenza della scomparsa (?) del *Palaeodasycladus*.

Al disopra di tale limite si ha una persistenza delle facies conglomeratiche già viste nel Lias anche se con ammassi meno vistosi e con la scomparsa di un accenno a stratificazione regolare. La stratificazione, con banchi sul metro, diventa abbastanza netta a livelli stratigrafici superiori, dopo circa 150-200 metri di sedimenti e cioè in parallelo con la diminuzione, nei sedimenti, della frazione marnoso-argillosa. Trattasi sempre di conglomerati con molta matrice o a matrice prevalente ma sia gli elementi che la matrice divengono francamente calcarei.

Ai livelli superiori dell'intervallo giurassico, ai conglomerati, si intercalano banchi di calcari « pisolitici » ed oolitico-detritici avana.

La chiusura di detto intervallo viene posta col ritrovamento, in successione normale, dei « calcari a punti neri » e cioè di quei sedimenti già ritrovati nelle successioni precedenti con localizzazione stratigrafica, appunto, al passaggio Giura-Cretacico.

Lo spessore complessivo dei sedimenti giurassici è di circa 900 metri.

— Cretacico inferiore.

Nella successione del Monte Favaracchi, la presenza del Cretacico inferiore non è documentabile paleontologicamente ma è da porsi probabile soltanto in base ad analogie litologiche.

Al di sopra, infatti, dei « calcari a punti neri » sul rilievo della condotta forzata, seguono, per 30-40 metri, dei calcari conglomeratici litologicamente simili a quelli già descritti, per il Cretacico inferiore, nelle altre successioni. In questi, però, non sono stati ritrovati fossili di preciso valore stratigrafico.

2.2.2-3 *Successione di Monte Pignatiello*

Tra il Monte Favaracchi e Letino, sempre nella zona C, si ritrovano tre rilievi riportati, nella tavoletta Gallo, con i seguenti toponimi: La Maiorana (q. 1076); Monte Canalone (q. 1062); Monte Pignatiello (q. 1196).

Questi, sbloccati da modeste faglie normali dal Monte Favaracchi a Sud, risultano formati da terreni esclusivamente liassici dei quali si ritiene utile la descrizione in quanto rappresentano la logica evoluzione eteropica della successione dianzi descritta.

Lo spessore complessivo dei sedimenti è di circa 400 metri e la successione tipo è la seguente; dal basso verso l'alto:

— marne e calcari marnosi fortemente policromi (viola, giallo e verde), nodulari. La stratificazione è bene evidente con strati fino a 35-40 cm. Lo spessore complessivo è di circa 30 metri. I fossili rinvenuti, sia micro che macro, consistono essenzialmente in rari radiolari e in bivalvi a guscio molto sottile rilevabili come tanti filamenti in sezione sottile o sulla superficie fresca della roccia;

— calcari grossolanamente detritici, in strati sui 60-70 cm, con fossili di tipo esclusivamente liassico presenti solo nei clasti (*Palaeodasycladus* e *Orbitopsella*). Lo spessore complessivo dei calcari è di circa 15-20 metri;

— marne e calcari marnosi come il primo termine per uno spessore sui 15-20 metri;

— conglomerati calcareo-marnosi, con molta matrice o a matrice prevalente, fortemente policromi sia la matrice che gli elementi. La stratificazione è di norma poco o niente distinguibile salvo che per zone, dove si presentano, per lo più, in banchi superiori al metro. Ai conglomerati si intercalano, lenticolarmente, marne e calcari marnosi nodulari verdi o viola. I fossili rinvenuti, sia negli elementi che nella matrice dei conglomerati, sono quelli tipici liassici. Lo spessore complessivo dei conglomerati è sui 250-300 metri.

Della successione descritta, i termini fino alla porzione basale dei conglomerati affiorano al Monte Pignatiello, mentre La Maiorana e Monte Canalone sono esclusivamente formati dal termine conglomeratico superiore.

Una analoga successione si ritrova, sempre nella zona C, spostandosi verso NE, alle Cese di Cangio e Costa Tre Faggi e cioè sui versanti Sud di Monte Valle Diamante e Serra delle Vallocchie Scure. Anche in queste zone ricompaiono i medesimi terreni marnosi e calcareo-marnosi variegati e nodulari di Monte Pignatiello mentre i termini più alti, e cioè i conglomerati, sono esclusivamente calcarei e di colore biancastro con plaghe rosate, sia la matrice che gli elementi.

I termini conglomeratici liassici riaffiorano, infine, sul bordo Nord del Matese a SE di Roccamandolfi.

2.2.2-4 *Sezione del Monte Castello di Letino*

Al Monte Castello, ricadente sempre in quella che è stata definita come zona C e sulle cui pendici meridionali è edificata la maggior parte di Letino, affiorano dei calcari conglomeratici di tipo intraformazionale e di colore predominante biancastro (elementi e matrice) o verde (matrice). Gli elementi dei conglomerati, anche qui, si presentano spesso « riassorbiti » dalla matrice. Questi terreni sono separati per faglia (inversa?) da quelli di Monte Pignatiello. La stratificazione è poco distinguibile e ciò anche a causa della intensa fratturazione. Ciò impedisce anche la esatta valutazione del loro spessore complessivo, il quale, comunque, non sembra dover superare i 250 metri. I fossili quanto mai rari, sono costituiti da requienie, *Bacinella irregularis*, cuneoline primitive ed altre forme banali.

L'età è genericamente Cretacico inferiore e la successione litologica, pur richiamando quelle finora viste per il Cretacico inferiore sia al Monte Ianara che al Monte Cappello, si differenzia tuttavia da queste per l'assenza di termini calcarenitici.

2.3 CRETACICO MEDIO-SUPERIORE

Nell'area del Matese occidentale i sedimenti attribuibili al Cretacico medio-superiore affiorano in tutte le zone distinte e sono ovunque trasgressivi anche se rapportabili a differenti fasi di ingressione. Possono, comunque, distinguersi le seguenti tre successioni tipo corrispondenti, rispettivamente, da Sud a Nord: alla zona A; alle zone B, C e D; alla zona E.

2.3-1 Zona A - Sezione del Castello di S. Angelo d'Alife

Calcilutiti e calcareniti grigio-scure in strati e straterelli con rare ippuriti e microfossili (*Cuneolina pavonia parva*; *Aeolisaccus kotori*; *Dicyclina schlumbergeri* in associazione a textularidi, miliolidi e ophtalmididi). I calcari sono intensamente fratturati e spesso cataclastici. Lo spessore dell'affioramento è, pertanto, difficilmente valutabile ma non sembra superare i 120-130 metri. Superiormente è troncato dalla trasgressione dei terreni miocenici del tipo Formazione di Cusano (Selli 1957) mentre, a Nord, è accostato per faglia diretta alle dolomie triassiche.

La base stratigrafica dei calcari descritti non è osservabile in quanto questi « emergono » dalle alluvioni della valle del Volturno. Considerando, però, le facies e l'ubicazione dell'affioramento sono da correlare con la porzione medio-superiore (Turoniano-Senoniano p.p.) dei circostanti sedimenti dell'intervallo cretacico al di sopra dei livelli bauxitici (Matese orientale ad Est; gruppo del Monte Maggiore a Sud). Pertanto, appartengono paleogeograficamente all'area di sedimentazione della piattaforma carbonatica con bauxiti.

I sedimenti descritti non presentano altri affioramenti nell'area in istudio.

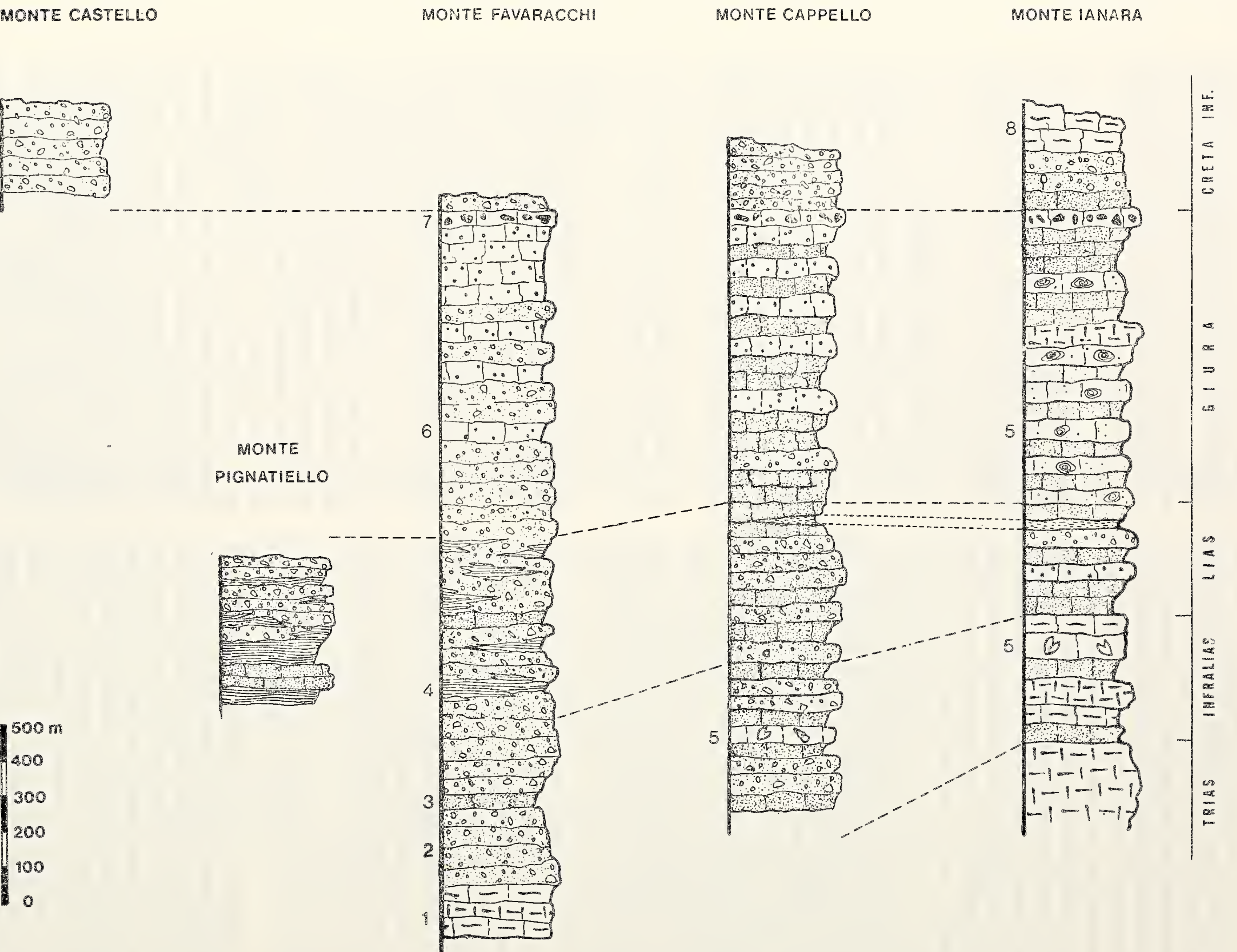


Fig. 2. — Schema di correlazione stratigrafica tra le principali successioni dal Trias al Cretacico inferiore. Da nord ovest a sud est. Litologia: 1 - dolomie; 2 - calcari conglomeratici; 3 - calcari oolitico-detritici; 4 - marne e calcari marnosi; 5 - calcari biostromali; 6 - calcari oopisolitici; 7 - « calcari a punti neri »; 8 - calcari stromatolitici.

2.3-2 Zone B, C, D: Sezione di Monte Croce

Relativamente all'intervallo considerato, nelle zone B, C e D affiorano soltanto termini del Cretacico alto (Campaniano-Maastrichtiano) ovunque trasgressivi sulle sottostanti serie mesozoiche troncate a varie altezze stratigrafiche. La successione litologica di questi terreni è costantemente la stessa anche se variano da zona a zona gli spessori e, a luoghi, per i caratteri connessi ad una trasgressione, vengono a mancare alcuni dei livelli più bassi. Se ne descrive, pertanto, la successione più completa, affiorante nella zona D e precisamente al Monte Croce, un paio di chilometri a Nord dell'abitato di Gallo.

Qui, su un basamento triassico, trasgrediscono direttamente i terreni del Cretacico superiore con una successione litologica, dal basso verso l'alto, così disposta:

— conglomerati ad elementi delle sottostanti formazioni mesozoiche, in matrice verde, dolomitizzati. Lo spessore è variabile ma non supera i 7-8 metri;

— calcilutiti, per lo più straterellate, di colore bianco-verdino, con fogliettatura interna. A queste si intercalano, con frequenza maggiore verso l'alto, livelli calcarenitici e bioclastitici a frammenti di rudiste, bianchi. Lo spessore dei sedimenti descritti è sui 40-50 metri. I fossili più significativi rinvenuti sono: *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Orbitoides media* (D'Archiac), *Siderolites calcitrapoides* Lamark, *Orbitoides* sp.;

— calcareniti bioclastiche e bioclastiti a frammenti di rudiste (« calcari pseudosaccaroidi », Pescatore, 1965). I fossili rinvenuti sono: *Orbitoides media, Siderolites calcitrapoides, Omphalocyclus* sp., *Orbitoides* sp., *Globotruncana* sp. Lo spessore delle calcareniti è sui 30-40 metri.

L'età complessiva della successione è, pertanto, Campaniano-Maastrichtiano. Questa, come già detto, ovunque trasgressiva è rappresentata:

Nella zona B: da conglomerati con intercalazioni calcarenitiche e bioclastiche biancastre, per uno spessore complessivo di 5-6 metri e trasgredisce direttamente sui calcari conglomeratici del Cretacico inferiore alla base di Nord Est di Monte Ianara;

Nella zona C: da conglomerati basali con spessori variabili da 1 a 5-6 metri, quindi dalle calcareniti e bioclastiti a frammenti di rudiste per uno spessore di 50-60 metri massimo. Procedendo da Ovest verso Est, i terreni a letto della trasgressione diventano via via più recenti, dall'Infralias alla Serra di Valle Fredda, al Lias ed al Giura alle « Rave la Noce », fino al Cretacico inferiore alla Serra delle Vallocchie Scure e a Monte Alto;

Nella zona D: dalla successione descritta per il Monte Croce, quasi sempre completa anche se con spessori variabili che aumentano procedendo da Sud a Nord e da Ovest ad Est. A luoghi, le calcilutiti si estendono fino alla sommità della successione con le calcareniti presenti come intercalazioni.

2.3-3 Zona E: Sezione di Monte Patalecchia

Per quanto concerne la zona E e cioè il gruppo del Monte Patalecchia, si ha, relativamente all'intervallo considerato, la successione più completa con sedimenti che denotano un chiaro ambiente profondo e trasgrediscono sulle dolomie triassiche. I terreni comprendono dal Cenomaniano (probabile) al Maastrichtiano e sono stati già studiati in dettaglio da Pescatore (1964-65). Se ne riportano, qui, i caratteri più salienti, dal basso verso l'alto:

— brecce ad elementi calcareo-dolomitici con noduli di selce e con intercalazioni lenticolari di marne calcaree e livelli di selce nera. Spessore 100 metri. Cenomaniano (probabile);

— calcareniti e calciruditi con liste e noduli di selce bianca. Spesore 30-40 metri. Turoniano-Senoniano inferiore;

— separati da un bianco conglomeratico dai termini sottostanti, seguono alternanze di: calcareniti e calciruditi spesso bioclastiche con frammenti di rudiste (« calcari pseudosaccaroidi »). Spessore 120-150 metri. Campaniano-Maastrichtiano.

2.3-4 Riepilogo

Prendendo in considerazione i dati dianzi esposti, relativamente ai terreni del Cretacico medio-superiore, si ha per il Matese occidentale il quadro seguente.

Al margine Sud (Castello di S. Angelo d'Ali-

fe) e cioè nella zona A, permane il dominio della piattaforma carbonatica con le bauxiti, sulle quali ingredisce il mare cenomaniano.

Più a Nord, relativamente alle zone B, C, D ed E, la trasgressione cretacica si inizia anche a livello cenomaniano per la zona E e nel Campaniano-Maastrichtiano si estende sulle zone B, C, D. La direzione di ingressione è da Nord a Sud e da Est verso Ovest (Pescatore 1964-65), con direzione cioè opposta a quella sulle bauxiti da Sud a Nord e da Ovest verso Est (D'Argenio 1963).

Le dorsali centrali del Matese occidentale e cioè quelle corrispondenti alla zona B, rispetto alla trasgressione Campaniano-Maastrichtiana, vengono, pertanto, a rappresentare il limite di massima estensione di un ciclo sedimentario iniziatosi, a Nord, almeno durante il Cenomaniano (Monte Patalecchia). A tale età sarebbe, quindi, anche da riportare l'individuazione della zona D quale bordo meridionale del bacino molisano-sannitico.

2.4 PALEOGENE-MIOCENE

I sedimenti terziari, nell'area in esame, sono diffusamente affioranti soltanto nella parte settentrionale mentre si riducono a piccoli lembi nei rilievi più a Sud.

Lo studio della loro stratigrafia di dettaglio è ancora in corso. Comunque, anche con i dati attualmente disponibili, editi e inediti, è possibile avanzare alcune considerazioni.

In corrispondenza delle zone A, B, C e D p.p., a Sud e D p.p. ed E, a Nord, si individuano rispettivamente due regioni con sedimentazione differente:

— *Zone A, B, C e parte meridionale di D.*

Sui terreni mesozoici, trasgredisce direttamente il Miocene in facies calcarenitica o calciruditica con litotamni, briozoi, ostreidi, anfistegine ecc. (Formazione di Cusano). Affioramenti di tale formazione si rinvengono:

— al Castello di S. Angelo d'Alife (zona A), dove, in concordanza sui calcari cretacici, trasgrediscono delle calcareniti giallastre e calciruditi con fossili paleogenici rimaneggiati, anfistegine e piccoli litotamni;

— a Monte S. Silvestro (zona B, due chilometri a Sud di Valle Agricola). In questa località, la formazione di Cusano poggia con stratificazione concordante direttamente sulle dolomie triassiche. I rapporti sembrano trasgressivi ma la zona di contatto si presenta alquanto tettonizzata risentendo del sovrascorrimento, sulla formazione di Cusano e sul Trias, di una massa di calcari infraliassici correlabili con quelli della serie di Monte Ianara. Tra i calcari del Cusano e quelli infraliassici, vi sono, altresì, comprese tettonicamente delle quarzareniti sterili e di colore marrone scuro;

— alla base NE di Monte Ianara (zona B) al di sopra dei calcari Maastrichtiani: conglomerati e brecciole calcaree a litotamni e briozoi con fossili paleogenici rimaneggiati, per uno spessore complessivo di 3-4 metri;

— sui rilievi subito ad Est di Letino (zona C) direttamente al di sopra dei calcari conglomeratici del Cretacico inferiore o sulle calcareniti Maastrichtiane: calcari a litotamni, briozoi e ostreidi per uno spessore massimo di 5-6 metri;

— al Monte Ciannamiello e alla base Nord di Punta delle Airelle, ad Ovest di Gallo (parte meridionale della zona D). Qui, ai terreni tipici della formazione di Cusano con spessori variabili da 1-2 a 10-15 metri e trasgressivi sul Maastrichtiano, si susseguono, in continuità stratigrafica, le marne versi lastroidi della Formazione di Longano (Selli 1957) elveziane e aventi uno spessore attorno ai 10 metri. Quindi, sempre con graduale passaggio stratigrafico, i terreni miocenici evolvono a flysch del tipo « Formazione di Pietraroia » (Selli 1957), il quale riempie interamente la conca di Gallo fino e oltre Letino. Superiormente al flysch, si sovrappongono tettonicamente, o almeno con passaggio fortemente tettonizzato, arenarie quarzose piuttosto tenere e a cemento calcareo, raramente alternate da banchi di argille sabbiose azzurre (Formazione di Frosolone - Selli 1957). Questi ultimi terreni sono particolarmente estesi subito ad Est di Letino fino a Campo delle Secine.

— *Zona E e parte settentrionale di D.*

A Nord e cioè in corrispondenza della parte settentrionale della zona D e della zona E i sedimenti terziari trasgrediscono costantemente sul Maastrichtiano. La base della trasgressione non è però rappresentata dalle calcareniti e calciruditi a litotamni ma tra queste e i

calcari pseudosaccaroidi risultano interposti altri sedimenti.

Lo spesore di questi sedimenti interposti, pur estremamente variabile, dimostra un progressivo e costante ispessimento in direzione Nord, Nord-Est ed Est (Monteroduni, Scino, Cantalupo); man mano, cioè, che si procede dal massicio del Matese verso le aree del bacino molisano-sannitico, dove è stata dimostrata una continuità stratigrafica tra i sedimenti medio-cretacei e quelli miocenici (SIGNORINI e DEVOTO 1962). Inoltre, mentre nella zona D i sedimenti interposti tra Cretacico e Miocene sono sempre in prevalenza conglomeratici, procedono verso i bordi settentrionali della stessa zona e nella zona E, vengono ad individuarsi delle formazioni con caratteri litologici e paleontologici tra loro nettamente differenti (calcari avana a nummuliti, eocenici; marne, verdi, oligoceniche ecc.).

Tale situazione porta ad individuare nella zona D, per tutto il Paleogene, il bordo del bacino molisano-sannitico. Bordo, soggetto a frequenti oscillazioni con fasi probabili di emersione o, comunque, con successioni stratigrafiche interessate da ripetute lacune. Ciò è stato già messo in luce da PESCATORE (1964-65) e, di recente, documentato dal lavoro di SGROSSO e TORRE (1968) i quali datano, nella zona di Monteroduni all'Eocene, e con ogni probabilità anche all'Oligocene, i depositi clastici trasgressivi sui calcari Maastrichtiani e sottostanti alla formazione di Cusano.

Per quanto concerne in dettaglio le serie del bacino molisano-sannitico si rimanda ai lavori di: SIGNORINI e DEVOTO (1942); PESCATORE (1964-65); PIERI (1966).

In particolare per le facies paleogeniche del Matese occidentale, relativamente alle zone D p.p. ed E, si ha la seguente distribuzione areale e le seguenti successioni tipo:

a) facies esclusivamente conglomeratiche con fossili paleogenici per lo più rimaneggiati (nummuliti, alveoline, ortofragmine, globorotalie, globigerinidi, ecc.);

— Monte Croce a Nord di Gallo; spessore 3-4 metri;

— Monte La Traversa, Monte Macchia Perrara, Coste dei Favali (sulla dorsale a Nord di Gallo e Letino); spessore massimo 20 metri circa;

— Monte Mersa del Socio, Colle Torricelli e colline attorno Vallelonga; spessore massimo 80-85 metri;

b) facies lievemente differenziate. Le facies prevalentemente conglomeratiche persistono ai livelli basali ma, a livelli più alti nella successione, si ha la individuazione netta di sedimenti caratteristici, anche se di limitato spessore (5-15 metri massimo), quali: calcareniti avana con nummuliti e intercalazioni di scaglia rossa (Eocene); marne o calcilutiti verdi e rosse di probabile età oligocenica:

— colline tra Macchia d'Isernia e Monteroduni;

— Monte Caruso, Monte Scino e Serra Chiapponi sulla dorsale tra Monteroduni e Roccamandolfi;

c) facies nettamente differenziate appartenenti probabilmente ancora ad una successione paleogenica trasgressiva o, comunque, con spessori delle formazioni ridotti rispetto a quelle analoghe del bacino molisano-sannitico: calcari maastrichtiani con alla sommità lenti di scaglia rossa probabilmente paleocenica; livelli conglomeratici (trasgressione?); calcareniti avana a nummuliti (spessori da 30 a 50 metri - Eocene); marne e calcari marnosi verdi a luoghi con selce e con intercalazioni di calcareniti bianche (spessori da 15 a 70 metri - Oligocene); Formazione di Cusano e successive formazioni mioceniche:

— Monte Alto e Colle Caterazzi, rispettivamente ad Ovest e a Sud di Longano;

— rilievi tra S. Agapito, Monte Patalecchia e Pettoranello del Molise.

Al di sopra della formazione di Cusano, la successione dei terreni miocenici è quella, ben nota, riportata in SELLI (1957).

2.5 SEZIONE DI CONTRADA SERRACCHIETA

Viene, qui, considerata, in un capitolo a parte, la situazione di contrada Serracchieta, circa 2 Km ad OSO dell'abitato di Valle Agricola e in sinistra orografica al fosso di Rave Secca (tavoletta I.G.M. di Gallo). Tale particolare considerazione è motivata dal fatto che i terreni ivi affioranti, pur appartenendo a formazioni già descritte, non trovano un semplice inserimento nel quadro stratigrafico dei capitoli precedenti. Inoltre, in tale zona ricade una delle situazioni tettoniche chiave per l'interpretazione dell'assetto strutturale di tutto il Matese occidentale.

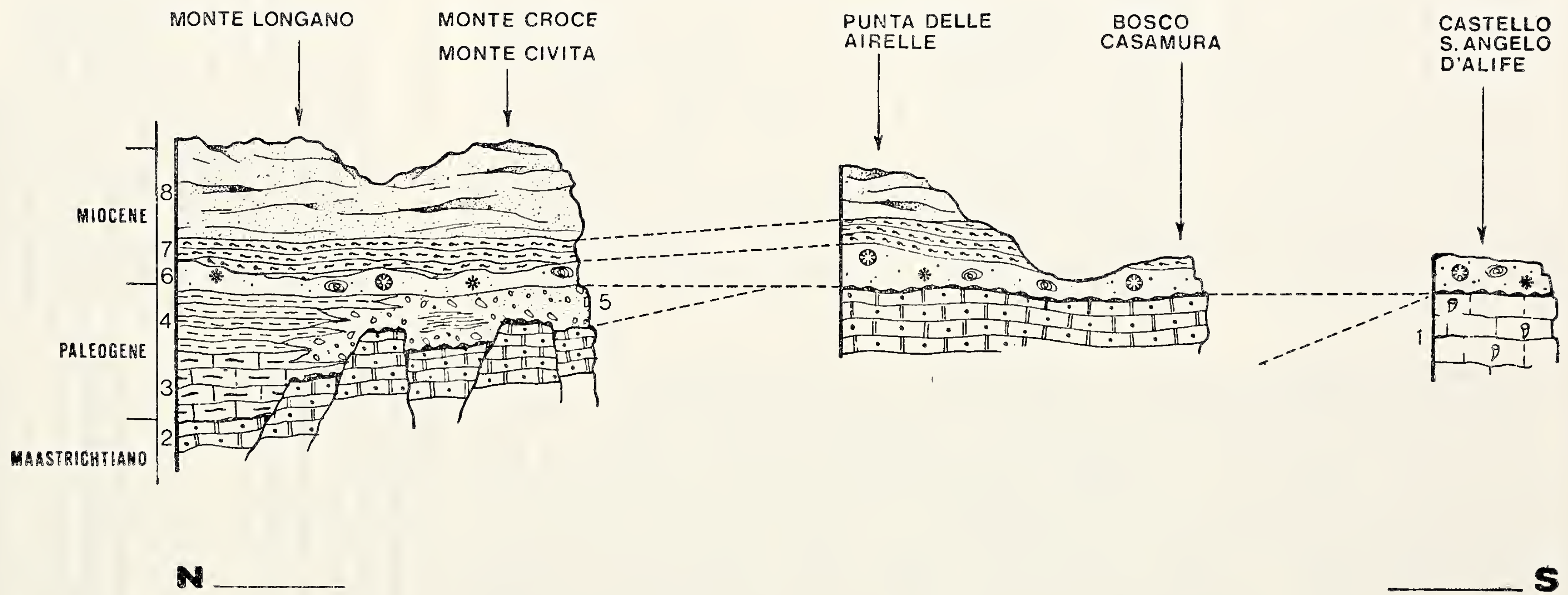


Fig. 3. — Schema di correlazione stratigrafica tra le principali successioni dal Cretacico superiore al Miocene. Da Nord a Sud. Litologia: 1 - calcari a rudiste; 2 - « calcari pseudosaccaroidi »; 3 - calcari nummulitici; 4 - marne verdi e calcari marnosi talora con selce; 5 - conglomerati con lenti marnose; 6 - calcari a litotamni (Formazione di Cusano); 7 - marne verdi lastroidi (Formazione di Longano); 8 - flysch.

Procedendo da Valle Agricola sulla mulattiera che porta a Fontana S. Nicandro e, quindi, verso Contrada Serracchieta, dopo aver superato un lembo di quegli accumuli detritici che con spessori variabili ed estensione discontinua ricoprono il fondo valle e le pendici alle quote più basse, affiorano dei calcari grossolanamente detritici biancastri o conglomeratici, ricchi di rudiste a frammenti o molto usurate. I clasti provengono da tutte le formazioni del Mesozoico calcareo, dalle dolomie triassiche ai calcari a *Cladocoropsis* ed ai calcari a requienie. I fossili più recenti rinvenuti nei livelli calcarenitici o nella matrice dei conglomerati denotano associazioni microfaunistiche maastrichtiane, del tutto analoghe a quelle già descritte per i « calcari pseudosaccaroidi », dei quali ripetono anche la litologia, specie nei livelli calcarenitici.

Le rocce descritte, emergenti dal detrito e costantemente cataclastiche, soltanto sul lato sud dell'affioramento vengono a contatto tettonico con una milonite costituita da dolomie triassiche che affiorano meno disturbate e in banchi evidenti a quote maggiori. Il tipo di contatto non è bene evidente sul terreno data l'intensa copertura boschiva ma, seguendone l'andamento che rientra nelle incisioni, sporge nei costoni e non presenta marcate oscillazioni altimetriche, è possibile dedurre una sovrapposizione tettonica dei terreni triassici su quelli maastrichtiani.

L'affioramento descritto inizia grosso modo a quota 725 e termina attorno quota 780 circa. Procedendo sempre sulla stessa mulattiera, a q. 799, si dirama un sentiero che, a mezzacosta, si porta a q. 818 sulla mulattiera che dal fondovalle, in contrada Cannavine, porta alla Serra di Vallelunga. Seguendo questo sentiero, dopo aver percorso qualche centinaio di metri su calcari dolomitici dell'Infralias, bruscamente si passa su un affioramento di calcari biancastri detritici e conglomeratici. La litologia e le associazioni faunistiche di questi sono del tutto simili a quelle dei sedimenti interposti tra il Cretacico ed il Miocene nella zona D. Quest'affioramento si estende fino alla mulattiera verso Serra di Vallelonga ed i terreni descritti sono spesso itnervallati da affioramenti ancora di calcari maastrichtiani, lembi di scaglia rossa paleocenica e calcari della Formazione di Cusano. I rapporti tra queste varie formazioni non sono sempre evidenti e lì dove è possibile osservarli, sono costantemente tettonici o per lo meno tettonizzati. Si hanno, in definitiva, validi elementi di campagna che

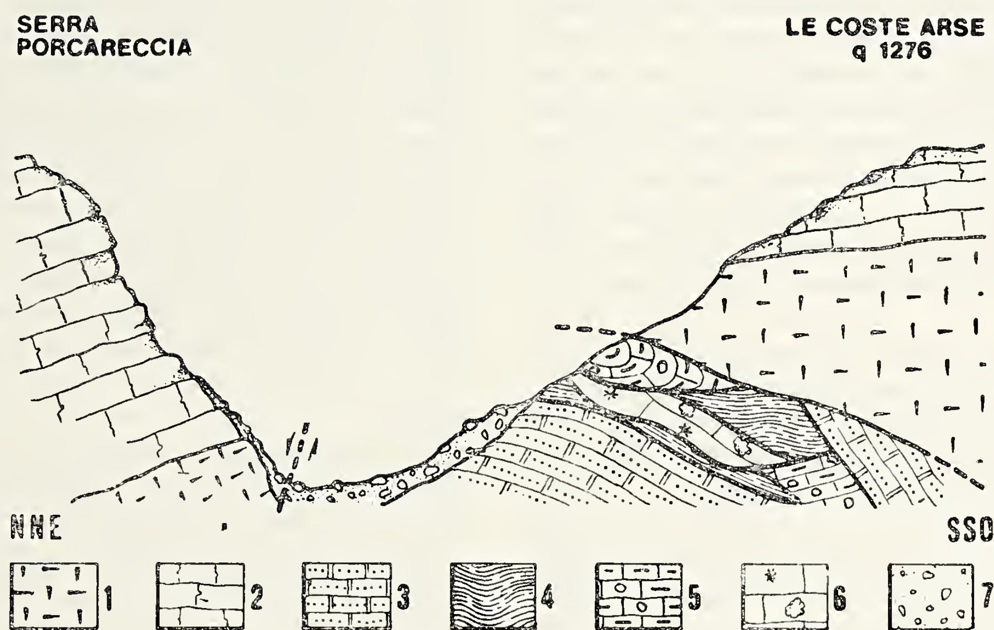


Fig. 4. — Spaccato in corrispondenza di contrada Serracchieta.
1 - Dolomie triassiche; 2 - successione calcarea di transizione (zona B) dall'Infralias al Malm; 3 - calcari maastrichtiani; 4 - marne rossastre (paleogeniche ?); 5 - calcari a nummuliti con livelli canglomeratici; 6 - calcari a litotamni (Formazione di Cusano); 7 - copertura detritica.

fanno ritenere i terreni descritti come un insieme caotico di blocchi appartenenti a formazioni differenti.

La roccia è quasi sempre in condizioni cataclastiche.

Considerando un tutt'uno questi sedimenti tardo cartacei-terziari essi vengono a costituire una fascia a mezza costa, per una lunghezza di circa un chilometro ed una larghezza massima di 300-350 metri. Tale affioramento, sul lato a valle, s'immerge sotto il detrito di falda mentre sul lato a monte e cioè verso Sud, viene a contatto con una cataclasite bianca dolomitica appartenente alle dolomie triassiche di « Le Coste Arse ».

I rapporti sono tettonici per sovrapposizione delle dolomie triassiche sui terreni cretacico-terziari. Il piano di contatto è facilmente desumibile dall'andamento della sua linea di intersezione con la topografia esterna. Esso presenta una immersione a Sud con valori angolari, verosimilmente, non superiori ai 25-30°.

Sul bordo Nord ed Est, i sedimenti cretacico-terziari descritti nonchè le dolomie del Trias ed i sovrastanti calcari dell'Infralias, vengono a contatto per faglie normali con la serie giurassica di Monte Ianara.

Contrada Serracchieta, data la sua ubicazione, ricade nella zona B ed i terreni che la circondano lo dimostrano chiaramente. I terreni cretacico-terziari che, invece, vi affiorano, sottoposti tettonicamente alle successioni mesozoiche tipo piattaforma, trovano una giusta collocazione soltanto molto più a Nord nella zona D o nella zona E. Nelle zone, cioè, di affioramento normale dei terreni paleogenici, con i calcari maastrichtiani alla base ed i calcari della formazione di Cusano in alto.

3. TETTONICA

Dai dati direttamente rilevabili sul terreno, si individua nell'area del Matese occidentale l'esistenza di più fasi tettoniche succedutesi a partire dall'Infralias al Mio-Pliocene.

La presenza, infatti, di sedimenti conglomeratici (zona C) a livello infraliassico, sovrastanti una piattaforma dolomitica ed eteropici a sedimenti tipo piattaforma (zona B) nonchè tendenti a sedimenti calcareo-marnosi verso Nord, sono da porre in relazione ad una evoluzione del fondo marino verso una morfologia più accidentata con approfondimento di alcune aree (zona C) e probabile emersione di altre (zone D ed E). Di tali eventi non si conservano, però, tracce dirette sul terreno se non nelle lacune stratigrafiche delle varie successioni e nelle variazioni di facies dei sedimenti. Il motivo di ciò, a nostro avviso, va probabilmente ricercato nel fatto che questi sono stati dei movimenti piuttosto lenti e graduali che gli eventi sedimentari hanno quasi del tutto mascherato nelle loro manifestazioni più evidenti. Potrebbero, però, ravvisarsi sul terreno quelle faglie maggiori perimetrali alle zone emerse (zona D ed E) se queste non fossero state mascherate da una ripresa, e conseguente ringiovanimento, in fasi tettoniche più recenti. Ci si riferisce, verosimilmente, alla linea di faglia NO-SE che, sul versante Sud, limita la dorsale del Monte Croce a Nord di Gallo, ripresa certamente in una fase tettonica tardiva mio-pliocenica ed alla faglia SSO-NNE che, ad Est di Letino, corre lungo la Valle Astora certamente attiva durante il Miocene e forse anche durante il Cretacico.

Una seconda fase tettonica, invece, i cui motivi fondamentali sono chiaramente individuabili sul terreno, è quella medio-cretacica (Albiano probabile) che ha interessato non solo il Matese ma buona parte dell'Appennino calcareo ed alla quale sono riconducibili i ben noti giacimenti bauxitici del Matese orientale e di numerose altre zone.

Nell'area da noi presa in considerazione, tale fase tettonica determina un generale sollevamento e si esplica con evidenti faglie normali con rigetti anche dell'ordine dei 3-400 metri, le quali sbloccano le pile dei sedimenti carbonatici in vari elementi. In particolare, configurano, in corrispondenza della parte settentrionale della zona C, una struttura ad horst allineata Ovest-Est, emersa durante il Cretacico medio-superiore e successivamente paneplanata e ricoperta dall'ingressione campaniana-maastrichtiana (Ietto 1965).

Tutta l'area del Matese occidentale ha, pertanto, risentito della fase tettonica mediocretacica in uno con la piattaforma delle bauxiti ma ha avuta una differente evoluzione nel senso che, durante il Cenomaniano superiore-Turoniano, non è andata soggetta alla trasgressione dei calcari a rudiste. Questi ultimi

sedimenti, per quanto atipici, nell'area in esame, si rinvengono solo al bordo meridionale e cioè al Castello di S. Angelo d'Alife (Zona A); questa, pertanto, risulta essere la unica zona del Matese occidentale il cui paleotettonismo è simile alla piattaforma delle bauxiti e alla quale è certamente da raccordare.

Analogamente alla zona A, anche la porzione settentrionale dell'area in esame (zona E), durante il Cenomaniano, si sblocca, verosimilmente, mediante faglie dirette Est-Ovest. Su questa porzione ingredisce da Nord e da Est il mare del bacino molisano-sannitico.

Le porzioni centrali dei terreni in istudio (zone B, C e D), rispetto a entrambe le suddette trasgressioni, rimangono in emersione.

Volendo segnalare alcune faglie, ancora chiaramente osservabili sul terreno e riconducibili al sollevamento medio-cretacico, esplicatosi con movimenti spiccatamente verticali, si fa riferimento alle due di seguito riportate. Queste, con direzioni prevalenti N-S o NNE-SSO, sono rilevabili nella dorsale a ENE di Letino:

— faglia tra Monte Campitello e Monte Valla Diamante. Rigetto cretacico 400 metri circa;

— faglia tra Monte Valle Diamante e Costa Tre Faggi. Rigetto cretacico 100-150 metri.

Ancora durante il Cretacico e precisamente in corrispondenza del Cretacico terminale (Campaniano-Maastrichtiano), un' altra fase tettonica riporta in ambiente marino tutta quella parte centrale dell'area in esame rimasta emersa dall'Albiano (probabile) e cioè le zone D, C e B. L'ingressione procedente da nord e da est, si arresta al margine della zona A (calcari a rudiste), la quale unitamente alla piattaforma con le bauxiti, della quale fa parte, emerge.

Di tutti i movimenti tettonici posteriori al sollevamento medio-cretacico non si osservano sul terreno tracce evidenti se non attraverso le già descritte successioni stratigrafiche. È da considerare, infatti, eccetto che nella zona E, la modesta batimetria del fondo durante tutto il Cretacico medio e superiore come dimostrano le varie facies, al che consegue che altrettanto modesti spostamenti verticali abbiano potuto influenzare l'evoluzione geologica delle varie zone.

Durante il Paleocene, le zone già interessate dall'ingressione tardo-cretacica sono soggette ad un blando sollevamento in blocco, il quale porta in emersione le zone B e C mentre il bordo del mare del bacino molisano-sannitico si stabilisce, verosimilmente, nell'ambito della zona D.

Tra il Cretacico ed il Miocene per l'area in istudio non si rilevano eventi tettonici di rilievo salvo blande oscillazioni nelle zone settentrionali di bordo.

È, infine, nel Miocene superiore (Tortoniano), posteriormente cioè alla generale ingressione langhiana con sedimenti calcarei alla base (Formazione di Cusano) velocemente evolventi a flysch (Formazione di Pietraroia, Elveziano-Tortoniano inferiore), che si sviluppa la più intensa fase diastrofica dell'Appennino. Questa fase, che ha portato agli ultimi scollamenti delle masse carbonatiche appenniniche a livelli triassici e alla traslazione gravitativa delle stesse verso Nord e Nord-Est (Ietto 1965), ha interessato vistosamente anche l'area in esame determinandone in buona parte lo attuale assetto strutturale.

Gli effetti fondamentali di tale diastrofismo consistono nell'accavallamento frontale delle masse calcareo-dolomitiche del Matese occidentale sui terreni in facies di flysch, con smembramento delle stesse in almeno tre unità tettoniche tra loro sovrapposte.

Che l'accavallamento frontale sia dovuto a semplice faglia inversa oppure a sovrascorrimento con sradicamento completo dal substrato e traslazione a Nord delle pile mesozoiche, non è possibile dirlo per mancanza di dati. La sovrapposizione tettonica è, comunque, bene evidente in molti punti e cioè:

— versante settentrionale di Monte Crivari, al bordo Nord del Matese presso Roccamandolfi. Qui, i calcari maastrichtiani, che costituiscono in genere la copertura più giovane ed estesa dei rilievi maggiori, si sovrappongono ai terreni della formazione di Frosolone in maniera molto evidente;

— base del versante settentrionale di tutta la dorsale perimetrale Nord del Matese, da Monte Cavuti a Monte Celara. Qui, i calcari maastrichtiani, trasgressivi sulle dolomie del Trias, con un andamento grosso modo a piega rovescia, si raddrizzano fino a ribaltarsi sovrapponendosi, via via da Ovest ad Est, sui calcari marnosi della formazione di Longano e sui depositi terrigeni della formazione di Frosolone.

In parecchi altri punti di contatto tra masse carbonatiche e terreni miocenici o formazioni del bacino molisano-sannitico, il tipo di rapporto non è osservabile o per copertura detritica (Monte Patalacchia e rilievi di Monteroduni) o perchè l'eventuale zona di sovrapposizione è mascherata da masse di flysch colate o accumulate al fronte dal movimento stesso delle masse calcaree (dorsale da Monte Celara a Scino; versante Est di Monte Patalecchia ecc.).

Bene evidente risulta, invece, l'individualità di almeno tre delle unità tettoniche nelle quali sono stati suddivisi i sedimenti carbonatici, nonchè il loro reciproco accavallamento. Queste risultano essere costituite, rispettivamente da Nord a Sud, dalla zona E, dalla zona D, dalle zone C e B. I dati a convalida di tale affermazione sono i seguenti:

— *1ª Unità tettonica* (*zona E - gruppo del Monte Patalecchia*).

Il Monte Patalecchia ed i rilievi ad esso circostanti costituiscono una dorsale con direzione NO-SE e immersione prevalente degli strati a SO.

Sul bordo Nord, il contatto avviene tra dolomie triassiche e terreni terziari del bacino molisano ma non è evidente, a causa della copertura detritica, di che tipo di contatto si tratti e cioè: faglia normale o sovrapposizione tettonica. In base, però, a considerazioni tettoniche regionali, è verosimile pensare ad una sovrapposizione almeno per faglia inversa.

Sul lato Sud, invece, i terreni del Monte Patalecchia s'immergono chiaramente al di sotto del flysch miocenico della Valle del torrente Lorda. Su questo si sovrappongono, a loro volta, i sedimenti della zona D. Inoltre, dall'esame delle facies risulta evidente un accostamento tettonico tra la zona E a Nord e la zona D a Sud. Infatti, i termini selciosi e calcareo-selciosi della serie del Patalecchia difficilmente si collocano in un ambiente prossimo o coincidente col bordo di un bacino.

— *2ª Unità tettonica* (*zona D*).

Sul bordo Nord, come già detto prima, la zona D si sovrappone al flysch miocenico della valle del torrente Lorda come bene si osserva in campagna per un tratto lungo almeno due chilometri. Al bordo Sud, invece, i sedimenti della zona D si immergono al di sotto della zona C e B. Ciò è dimostrato dalla finestra tettonica di contrada Serracchieta, ampiamente già descritta.

— *3ª Unità tettonica* (*zona C e B*).

La sovrapposizione tettonica, con vergenza a Nord, delle zone C e B al di sopra della 2ª unità tettonica (zona D), viene dimostrata da quanto detto nel paragrafo precedente.

Rimane, a tal punto, da considerare il comportamento tettonico dei calcari a rudiste (zona A). Per questi non si hanno dati molto chiari e cioè non è possibile stabilire se si siano comportati in uno con i terreni delle zone B e C (3ª unità tettonica) oppure abbiano costituito un'unità tettonica a se stante, verosimilmente, sovrappostasi alla terza unità dianzi descritta. In tal senso si sarebbe portati a supporre considerando la situazione rilevabile a Monte S. Silvestro. Questo rilievo individuato sul foglio al 100.000 dalla quota 1083, due chilometri a Sud di Valle Agricola, risulta infatti costituito da calcari liassici di piattaforma sovrapposti a sedimenti miocenici arenacei e calcarenitici, questi ultimi probabilmente trasgressivi sulle sottostanti dolomie triassiche.

La situazione descritta consente, quindi, almeno di poter affermare che sedimenti appartenenti al dominio della zona A, sono venuti tettonicamente a sovrapporsi sulle formazioni di transizione della zona B.

A tal punto, per quanto concerne le varie unità tettoniche, è interessante osservare come queste vengano a corrispondere quasi perfettamente a zone costituenti altrettante unità paleogeografiche. Ciò dimostra che le maggiori linee di debolezza che delimitavano queste ultime, hanno persistito nei loro caratteri anche in un diastrofismo con effetti di compressione.

La disposizione dei terreni carbonatici del Matese occidentale a « scaglie » sovrapposte non si riscontra per tutta l'area presa in considerazione. Infatti, le zone ad occidente di un allineamento N-S (Ailano-Prata Sannita) non sembrano interessate da fenomeni di accavallamento e risultano costituiti soltanto

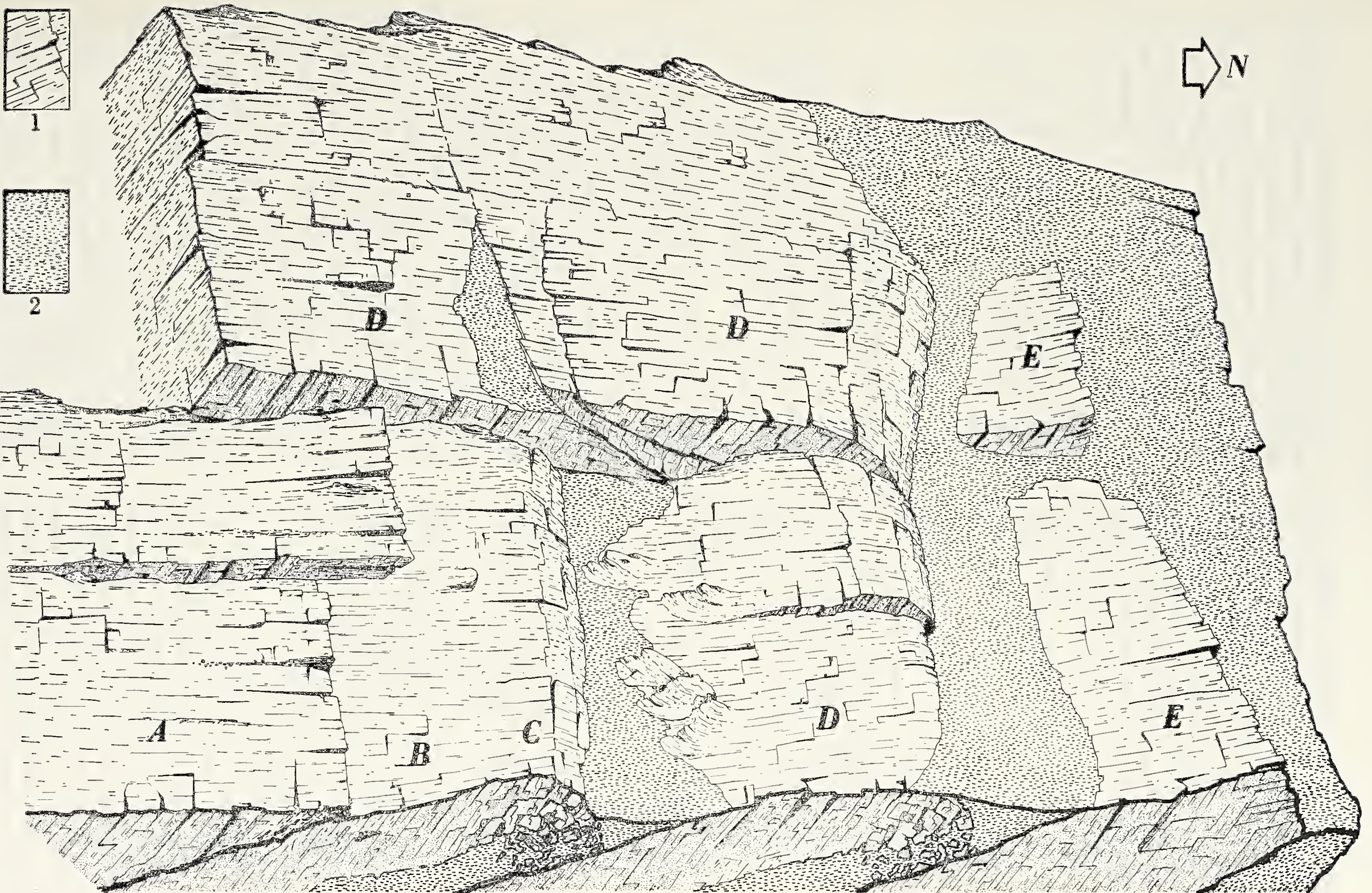


Fig. 5. — Schema strutturale dell'area studiata.
1 - sedimenti pre-flysch; 2 - flysch. Le lettere indicano, orientativamente, gli affioramenti corrispondenti alle varie zone nelle quali è stata suddivisa l'area.

da terreni ricadenti nel dominio della zona D, che qui raggiunge la sua massima estensione in senso meridiano. Tale situazione, se reale, avrebbe dovuto per forza comportare delle faglie a spostamento orizzontale ed infatti, in corrispondenza della sella tra Monte Scoltrone e Monte Favaracchi, si rileva la presenza di una faglia trascorrente sinistra con direzione, appunto, N-S. Questa porta all'accostamento laterale di due rilievi aventi successioni stratigrafiche nettamente differenti: ad occidente il Monte Scoltrone costituito da dolomie triassiche con in cima i sedimenti della trasgressione tardo-cretacica (zona D) e ad oriente il Monte Favaracchi con successione mesozoica conglomeratica continua dal Trias al Cretacico inferiore (zona C). Il rigetto orizzontale di tale faglia non sembra inferiore ai 5-6 chilometri.

Infine, per concludere sulla fase tettonica tortoniana, sono da segnalare, nei terreni ad occidente della faglia trascorrente anzi detta, la presenza di alcune faglie inverse che interessano aree alquanto limitate e presentano una vergenza prevalente a Sud. Vergenza, pertanto, anomala rispetto al senso generale della traslazione delle masse carbonatiche.

Queste faglie interessano il Monte Ciannamiello e il Colle Castellone entrambi subito a monte del valico della strada Capriati-Gallo e portano alla ripetizione dell'intera successione litologica che li costituisce: dolomie triassiche di base sulle quali, trasgressivi, poggiano i calcari maastrichtiani e quindi il Miocene calcareo (zona D.).

Data la ristretta localizzazione dei fenomeno, non è agevole l'esatta interpretazione di tali faglie. Ma d'altro canto è noto che in un corpo rigido, sollecitato alla deformazione in maniera uniforme (gravità), la produzione di un sistema prevalente di fratture da taglio non esclude la presenza, sia pure subordinata, di fratture con vergenza opposta.

Posteriormente al Tortoniano, l'area in esame, è stata interessata dalle successive fasi di sollevamento messianiano-plioceniche, esplicatesi essenzialmente con movimenti verticali, almeno per quanto concerne le rigide masse calcaree dell'Appennino. I motivi tettonici riconducibili a queste fasi di sollevamento sono numerosi e bene evidenti in tutto il Matese occidentale, specie al bordo Sud dove si rilevano faglie con rigetti superiori ai 1000 metri. Tale è il caso della faglia che accosta i calcari a rudiste del Castello di S. Angelo d'Alife con la base delle dolomie triassiche.

Per quanto, invece, concerne le zone interne dell'area studiata, molte delle linee di dislocazione mio-plioceniche si sono insediate su più antiche faglie normali (cretaciche) e probabilmente anche trascorrenti (mioceniche), rendendo attualmente alquanto problematica la distinzione degli effetti sovrapposti. Ciò comporta che unitamente al sistema prevalente tirrenico ed appenninico, si abbia anche un sistema di frattura orientate N-S ed E-O il quale rispecchia quello che, con ogni evidenza, è stato il sistema prevalente delle fratture a livello cretacico (1).

4. EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Tenendo conto dei dati a disposizione, riportati nei precedenti capitoli, è possibile avanzare uno schema di evoluzione paleogeografica per l'area in esame, a partire dal Trias superiore.

Come già detto, i terreni più antichi affioranti al Matese sono le dolomie della formazione di Monte Acuto (Trias superiore). Queste, simili come litologia e caratteri sedimentari, configurano una estesa piattaforma, con mare in genere molto basso al punto che molte aree venivano a ricadere nella zona littorale-sopralittorale (dolomie stromatolitiche). A queste dovevano intercalarsi zone di avvallamento nelle quali, verosimilmente ad opera delle maree, venivano convogliati fanghi più o meno diagenizzati (dolomie brecciate).

Nel Trias superiore-Lias inferiore (Infralias), si assiste ad uno smembramento, piuttosto marcato, di questa piattaforma la quale evolve verso una paleogeografia del tipo di quella riportata in figura n. 6.

Nell'ambito della piattaforma triassica, cioè, verosimilmente già limitata verso nord-est da bacini sedimentari profondi (2), si individua un'area a forte subsidenza, con direzione prevalente ovest-est, che tende velocemente ad assumere caratteri di bacino (bacino del

---

(1) Considerazioni analoghe sulla tettonica dell'Appennino carbonatico sono state già avanzate da D'Argenio (1965).

(2) Si rimanda a riguardo ai risultati emersi dal pozzo AGIP Frosolone 2, riportati in Pieri (1966).

Matese). Contemporaneamente emergono le porzioni della piattaforma dolomitica (zone D ed E) interposte tra questi ambienti sedimentari profondi e intercomunicanti almeno per tutto il Giura.

A sud, l'area del bacino del Matese (zona C) faceva passaggio graduale (zona B) ad aree (zona A) nelle quali facies di piattaforma persisteranno per tutto il Mesozoico.

zone centrali e di raccordo alle zone settentrionali emerse.

La morfologia dell'area in esame, individuatasi nell'Infralias, si continua per tutto il Giura e, nel Lias, si assiste al massimo approfondimento ed alla massima estensione (verso sud) del bacino. Fa pensare a ciò l'analisi delle facies conglomeratiche le quali evolvono, verso nord, a sedimenti marnosi e/o calcareo-mar-

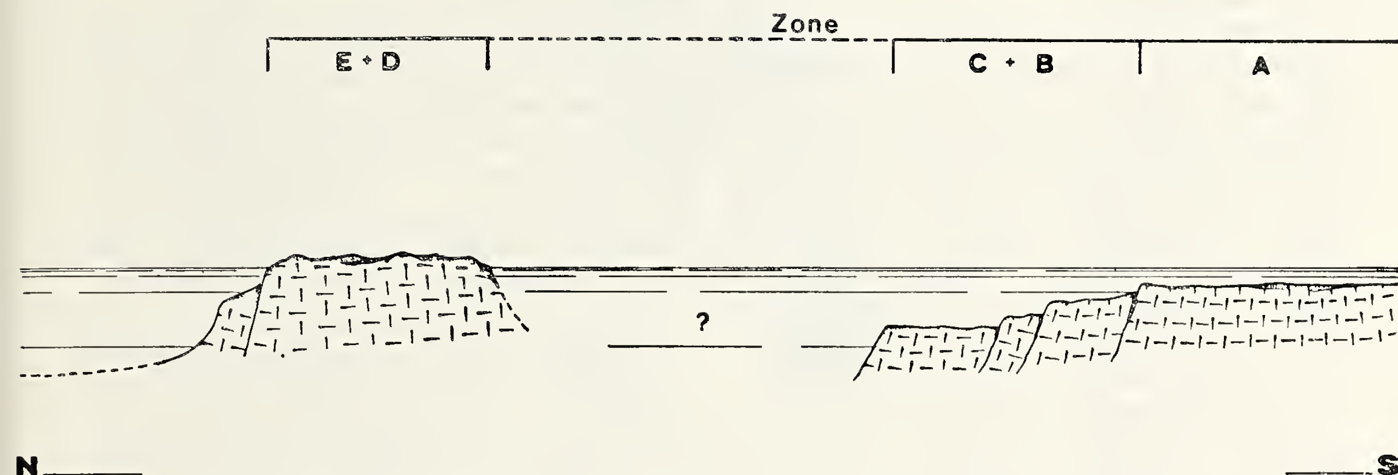


Fig. 6. — Schema paleogeografico nel Trias superiore con individuazione di un'area centrale che evolverà a bacino (bacino del Matese).

nosi (Monte Pignatiello), mentre a sud facies conglomeratiche vanno a sovraporsi a facies di transizione (successione di Monte Cappello).

Il realizzarsi di questa morfologia è, tettonicamente, da riportare a movimenti a spiccata componente verticale.

Il tettonismo, inoltre, connesso a tali mutamenti paleogeografici dà motivo dei conglomerati infraliassici della zona C nonchè delle serie di transizione (zona B) alla piattaforma. I conglomerati sarebbero, quindi, da interpretare come frane sottomarine di sedimenti in via di diagenesi. È, però, da notare la comparsa, in tali sedimenti, di una certa frazione argillosa che poi diverrà abbondante nel Lias (collegamenti con ambienti a differente sedimentazione - bacini settentrionali?).

I sedimenti appartenenti al bacino in esame affiorano, però, in maniera scarsa e frammentaria. Di questi è possibile osservare con sufficiente continuità soltanto quelli corrispondenti alla porzione meridionale (zona C) e al bordo di transizione alla piattaforma (zona B). Infatti, i sopravvenuti fenomeni di accavallamento tettonico durante il Miocene, hanno portato i sedimenti di tali zone meridionali a ricoprire i sedimenti appartenenti ad eventuali nosi (Monte Pignatiello), mentre a sud facies conglomeratiche vanno a sovraporsi a facies di transizione (successione di Monte Cappello). È questa una testimonianza della persistenza nel tempo di una forte instabilità tettonica sia dei bordi che del substrato subsidente del bacino stesso.

Col Lias terminale si ha una sentita diminuizione sia delle facies conglomeratiche che marnose, le quali utlime diventano sporadiche intercalazioni lenticolari e tendono velocemente a scomparire. Tale evoluzione nelle facies diventa più marcata nel Dogger e nel Malm e i calcari conglomeratici vengono progressivamente ad essere ovunque sostituiti da calcari grossolanamente detritici ed oolitici.

Al passaggio Giura-Cretacico, condizioni uguali di sedimentazione si stabiliscono sia per le zone di piattaforma che di bordo (zona B) e di bacino (zona C) con calcari oolitici e « calcari a punti neri ».

A tale altezza stratigrafica, quello che era un bacino più profondo cessa di esistere e vengono a stabilirsi condizioni di sedimenta-

zione neritica di piattaforma, almeno per quanto concerne le zone meridionali. Se in zone più a nord persistessero ancora condizioni di bacino più profondo non è possibile dirlo per la mancanza di affioramenti.

Col Giura terminale, quindi, per quanto concerne l'area in esame, si individuano due regioni: una a nord, dolomitica, emersa (zone D ed E) ed una a sud con sedimentazione calcarea neritica di piattaforma (zone C, B e verosimilmente A).

Per tutto il Cretacico inferiore, persiste tale suddivisione in due zone ma la sedimentazione, nella zona meridionale, ritorna nuovamente a presentare generalizzati, frequenti episodi conglomeratici di tipo intraformazionale e, per lo più, a matrice prevalente. Si ha, quindi, una ripresa di movimenti tettonici i quali preludono alla fase più attiva medio-cretacica che porta in emersione, in uno, tutte le zone del Matese occidentale che ancora ricadevano sotto il dominio marino (zone C, B ed A).

L'area continentale doveva, però, presentare una certa soluzione di continuità dovuta alla persistenza di bracci di mare poco profondo (serie di Serra delle Macchietelle, Sgrosso 1964).

Durante il Cenomeniano, l'ingressione marina proveniente da sud (piattaforma delle bauxiti) a da nord (bacino molisano-sannitico) riporta in ambiente marino sia il margine meridionale che settentrionale dell'area in istudio. A sud, la zona A viene ricoperta dai calcari a rudiste (Cenomaniano probabile-Senoniano). A nord, il piastrone dolomitico, emerso dall'Infralias, si sblocca e la porzione settentrionale (zona E) ritorna anch'essa in ambiente marino facendo arretrare a sud il bordo del bacino molisano-sannitico. Su quest'ultima zona trasgrediscono dei conglomerati che evolvono velocemente a sedimenti pelagici calcareo-silicei (Monte Patalecchia).

Nel Senoniano, il quadro paleogeografico del Matese occidentale è, verosimilmente, quello riportato nella figura n. 7.

Col Campaniano-Maastrichtiano si ha una netta inversione di morfologia: su tutte le zone emerse (zone D, C e B) trasgredisce da nord il mare del bacino molisano con i ben noti « calcari pseudosaccaroidi »; la zona A, invece, sulla quale si erano andati sedimentando i calcari a rudiste, emerge (figg. 8-9).

Col Paleocene, come già detto, un'altra blanda fase tettonica riporta in emersione le zone centrali dell'area in esame e la zona D diviene il bordo del bacino molisano-sannitico. Tale fatto, com'è stato posto in evidenza da recenti studi di dettaglio (Sgrosso e Torre 1968) e in accordo con Pescatore (1965), dà motivo delle particolarità stratigrafiche e sedimentologiche dei terreni paleogenici che ivi si ritrovano, i quali ben si inquadrano in una zona tettonicamente instabile e soggetta a ripetute oscillazioni batimetriche.

È interessante osservare, a tal punto, come le zone nelle quali si è suddiviso l'originario piastrone dolomitico triassico, abbiano conservata la loro individualità pressocchè per tutto il Mesozoico e come gli spostamenti reciproci siano avvenuti quasi sempre lungo le medesime maggiori linee di debolezza individuatesi verosimilmente nel Trias terminale.

Tale situazione generale perdura per tutto il Paleogene finchè nel Langhiano l'ampia trasgressione miocenica ricopre tutto il Matese occidentale. I sedimenti neritici organogeni di base evolvono velocemente a flysch nell'Elveziano (fig. 10).

Nel Tortoniano, l'intensa e generalizzata fase tettonica dell'Appennino coinvolge le pile sedimentarie del Matese occidentale, che prima erano state interessate esclusivamente da moti verticali, accavallandole verso nord sui sedimenti in facies di flysch e smembrandole in almeno tre principali unità tettoniche tra loro sovrapposte.

Sui sedimenti con tale assetto strutturale agisce, infine, la fase tettonica epirogenetica tardo miocenica-pliocenica la quale, com'è noto, si è esplicata, nei terreni rigidi, prevalentemente con faglie verticali o subverticali. I sistemi prevalenti di queste faglie sono quelli ben noti in letteratura: tirrenico ed appenninico. I loro rigetti sono spesso notevoli e dell'ordine di più migliaia di metri come, ad esempio, quelli delle faglie perimetrali sud del Matese, sul bordo nord della valle del Volturno.

A questa ultima fase tettonica è da attribuire anche la ripresa ed il ringiovanimento di vecchie linee di faglia, specie quelle cretaciche con direzioni prevalenti E-O e N-S.

Una ricostruzione paleogeografica alternativa a quella avanti proposta e riguardante esclusivamente l'evoluzione delle zone D ed E

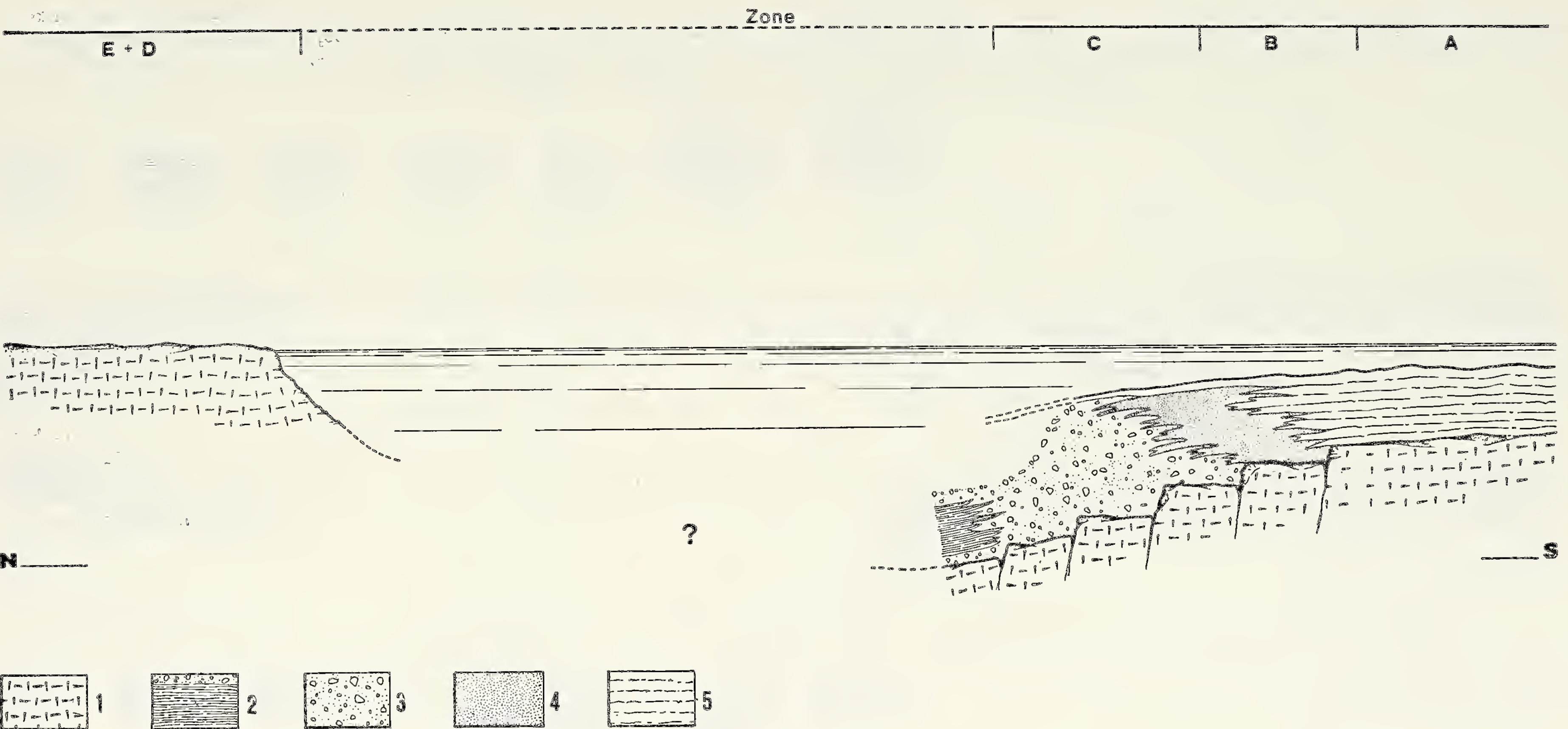


Fig. 7. — Schema paleogeografico durante il Giura terminale.

1 - Basamento triassico; 2 - facies di piattaforma; 3 - facies di transizione; 4-5 - facies del bacino del Matese, conglomeratiche (4) e/o marnose e marnoso-conglomeratiche (5).

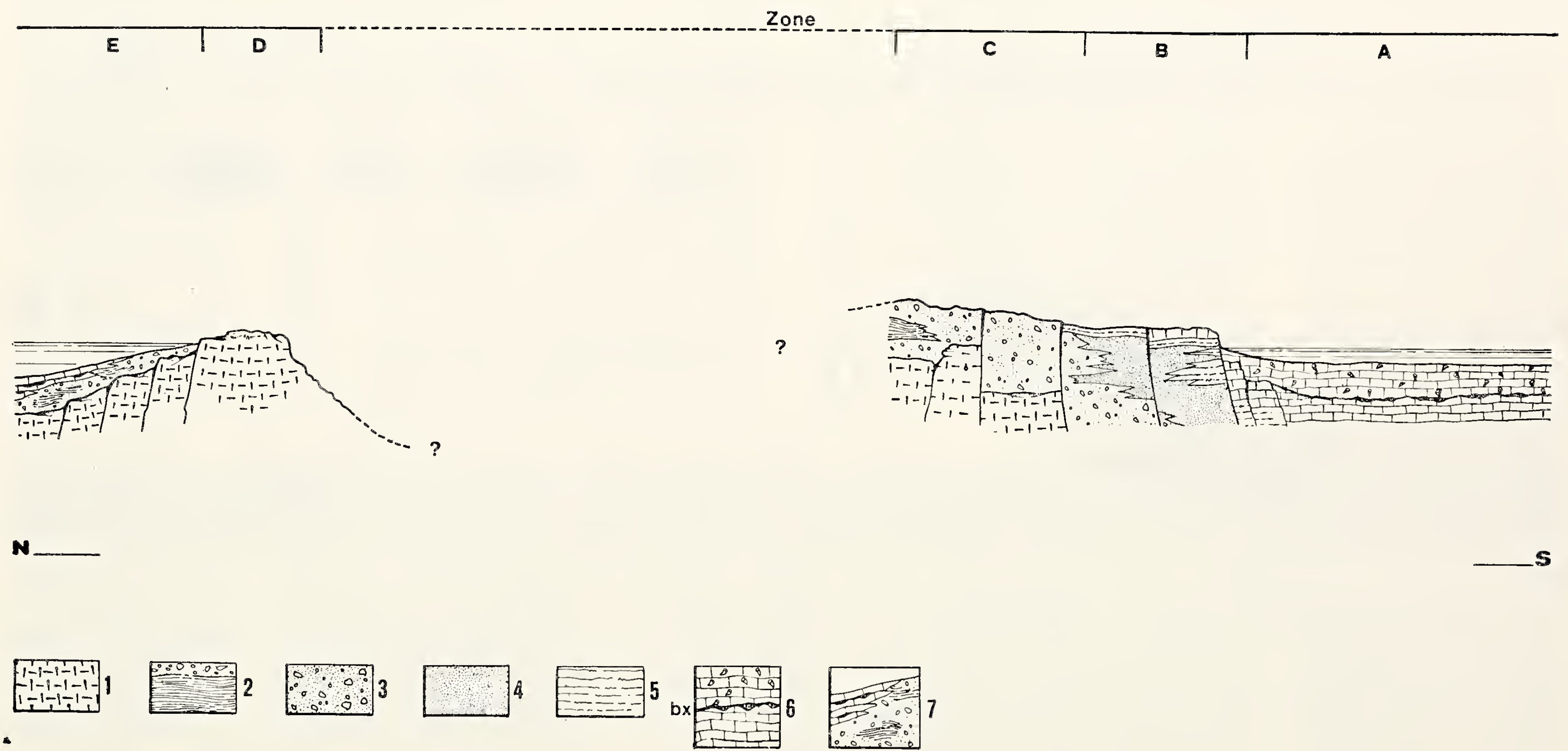


Fig. 8. — Schema paleogeografico durante il Cretacico medio-superiore.

1 - basamento triassico; 2-3 - facies del bacino del Matese, marnose (2) o con glomeratiche (3); 4 - facies di transizione; 5 - facies di piattaforma; 6 - sedimenti calcarei cretacici in facies di piattaforma (calcari a requienie, bauxite-bx- e calcari a rudiste); 7 - sedimenti cenomaniano-senoniani del bacino molisano-sannitico.

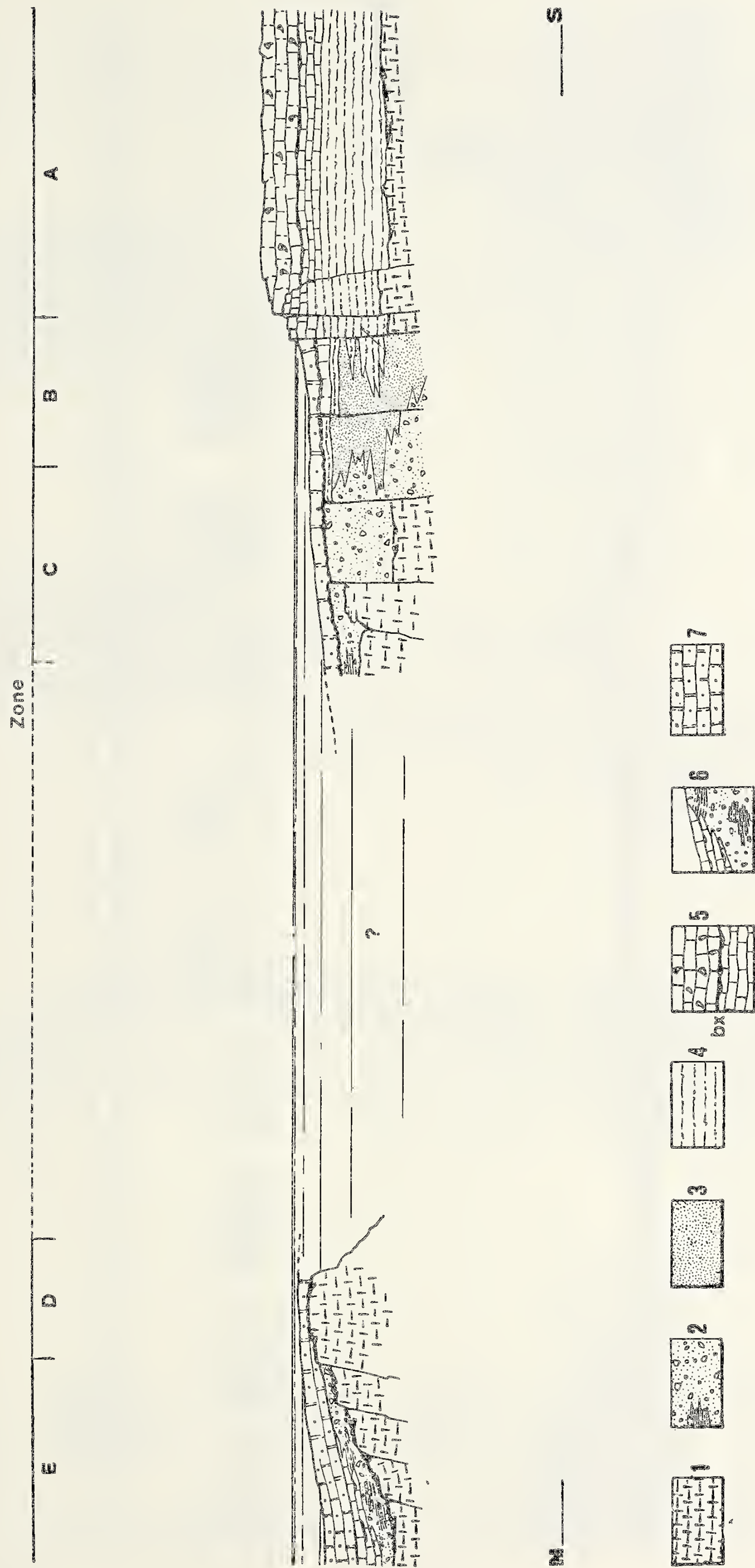


Fig. 9. — Schema paleogeografico durante il Maastrichtiano.

1 - basamento triassico; 2 - facies del bacino del Matese; 3 - facies di transizione; 4 - facies di piattaforma; 5 - sedimenti calcarei cretacici in facies di piattaforma (calcari a requienie, bauxite-bx- e calcari a rudiste); 6 - sedimenti cenomaniano-senoniani del bacino molisano-sannitico; 7 - « calcari pseudosaccaroidi » campaniano-maastrichtiani.

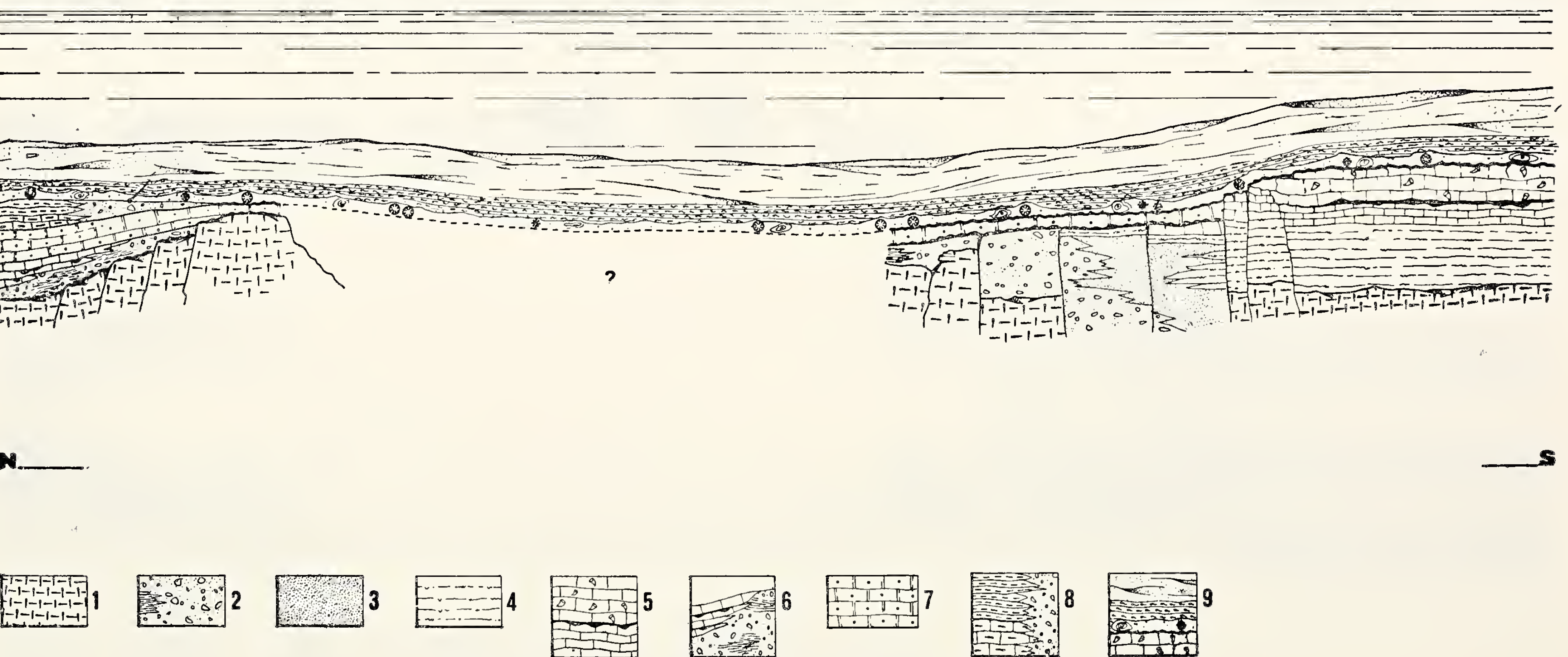


Fig. 10. — Schema paleogeografico durante il Miocene superiore.
1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 come in figura precedente; 8 - sedimenti paleogenici, in facies conglomeratica, indiffrenziabili o in facies differenziate (calcari a nummuliti eocenici e marne verdi oligoceniche); 9 - successione miocenica, dal basso in alto: calcari a litotamni, marne verdi lastroidi, flysch.

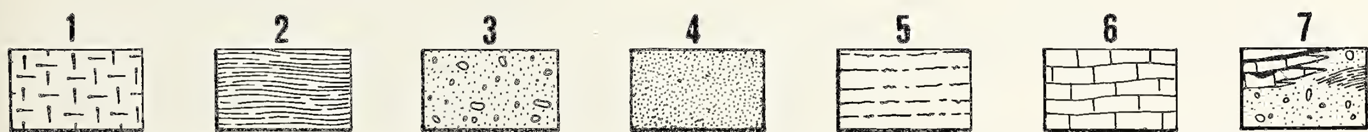


Fig. 11. — Dall'alto in basso: principali stadi, durante il Malm, l'Aptiano-Albiano e il Turoniano-senoniano, in uno schema di evoluzione paleogeografica alternativo a quello delle figure precedenti.
1, 2, 3, 4, 5, 7 come per i simboli uguali delle figure precedenti; 6 - terreni calcarei cretacici in facies di piattaforma.

è quella di seguito riportata e illustrata nella figura n. 11.

Nell'Infralias non si sarebbe avuta l'individuazionue di un bacino interno alla piattaforma ma soltanto lo sbloccametno dell'altofondo dolomitico con sprofondamento delle zone più settentrionali. Su queste veniva a impiantarsi una sedimentazione pelagica con graduale transizione a quella di piattaforma (zone C e B). Il sollevamento delle zone D ed E, le quali sorreggevano quindi serie mesozoiche continue fino al Cretacico inferiore, continuazione eteropica di quelle della zona C, sarebbe avvenuto in uno col resto delle altre zone a sud durante l'Aptiano-Albiano. Le aree emerse configuravano una struttura ad horst con culminazione in corrispondenza appunto delle zone E e D.

Nel Cenomaniano sarebbe ritornata in ambiente marino la zona E. La successiva evoluzione stratigrafica e tettonica dell' intera area in istudio, sarebbe stata quella esposta nella prima ricostruzione.

Questo secondo schema paleogeografico, considerando l'ampiezza dello jatus tra il substrato ed i sedimenti del bacino molisano nella zona E, presuppone lo smantellamento di tutta la successione sedimentaria dal Trias al Cretacico inferiore. Tale denudamento per erosione avrebbe interessato una pila di sedimenti, al di sopra delle dolomie, con spessore superiore ai 1500 metri e sarebbe avvenuto durante l'Albiano (tetto della serie continua della zona C) ed il Cenomaniano p.p. (letto della successione Cretacica del Monte Patalecchia). Pertanto, sembrando, a nostro avviso, eccessiva tale azione erosiva relativamente al tempo nel quale si sarebbe svolta e non ritrovandosi nei conglomerati cenomaniani di trasgressione al Monte Patalecchia elementi della serie che sarebbe stata smantellata, si giudica più verosimile la prima ricostruzione paleogeografica anche se più complessa e non priva di qualche incertezza, specie sul particolare accostamento dalla zona C col bordo orientale della zona D.

In tale considerazione le facies di transizione (zona B) e di bacino (zona C) non rappresentano i sedimenti di raccordo tra l'area di piattaforma (zona A) ed il bacino molisano-sannitico bensì i sedimenti corrispondenti ad un bacino individuatosi nell'ambito della piattaforma stessa nell'Infralias.

I risultati del presente lavoro, quindi, convalidano e vengono a loro volta convalidati, sia pure indirettamente, da quanto prospettato da D'Argenio e Scandone (1970) circa l'esistenza, più a sud del Matese, di un bacino profondo separante quella che era ritenuta *la* piattaforma carbonatica dell' Appennino. Di conseguenza i due Autori distinguono due piattaforme denominandole, rispettivamente, « piattaforma interna » (o piattaforma campano-lucana) e « piattaforma esterna » (o piattaforma abbruzzese-campana).

Le zone del Matese occidentale verrebbero, quindi, ad appartenere all'area della piattaforma esterna, la quale, pertanto, a seguito dei dati riportati nel presente lavoro, potrebbe essere oggetto di suddivisioni ulteriori.

Napoli - Istituto di Geologia dell'Università.

BIBLIOGRAFIA

A.G.I., 1964 - *Guidebook International Field Institute, Italy 1964.* pp. 115, fig. 90, Washington.

Behrmann R. B., 1936 - *Die Faltenbogen Des Appennins und ihre palaogeographische Entwiklung.* Abh. Ges. Wiss. Gottingen, math. phis., KI, s. 3, N. 16, pp. 125, tav. 10, Berlin.

Behrmann R. B., 1958 - *Die Geotektonische Entwiklung Des Appennin-Systems.* Geotektonische Forschungen, heft 12, pp. 99, tav. 2, Stuttgart.

Beneo E., 1949 - *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare.* Boll. Soc. Geol. d'It., **68**, pp. 80, tav. I, Roma.

Cacciamali G. B., 1924 - *Carreggiamenti nell'Appennino Abbruzzese-Campano.* Boll. Soc. Geol. d'It., **43**, pp. 128-138, Roma.

Cassetti M., 1893 - *Appunti geologici sul Matese.* Boll. Com. Geol. d'It., **24**, pp. 329-342, tav. I, Roma.

Cassetti M., 1894 - *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893.* Boll. Com. Geol. d'It., **25**, pp. 258-274, fig. 1, Roma.

Cassetti M., 1895 - *Osservazioni geologiche eseguite l'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale.* Boll. Com. Geol. d'It., **26**, pp. 329-345, tav. I, Roma.

Cassetti M., 1898 - *Rilevamento geologico nell'Abruzzo Aquilano ed in Terra di Lavoro eseguito nel 1897.* Boll. Com. Geol. d'It., **29**, pp. 122-138, figg. 3, Roma.

Catenacci E., De Castro P., Sgrosso I., 1963 - *Complessi guida nel Mesozoico del Matese Orientale.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 20, tavv. 6, Bologna.

Dainelli G., 1930 - *Guida per l'escursione al Matese.* Atti XI Congr. Geogr. It., **4**, Napoli.

D'Argenio B., 1963a - *Impronte di disseccamento (sun craks) nelle bauxiti del Matese.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 90-102, tavv. 2, Napoli.

D'Argenio B., 1963b - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino Campano.* Mem. Soc. Geol. d'It., **4**, pp. 52, figg. 10, tavv. 8, Bologna.

D'Argenio B., 1963c - *Linne strutturali e facies isopiche cretacee persistenti nell'Appennino Campano.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., s. IV, **30**, pp. 8, tavv. 5, Napoli.

D'Argenio B., 1966 - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. d'It., **5**, Pisa.

D'Argenio B. e Pescatore T., 1962 - *Stratigrafia del Mesozoico nel Gruppo del Monte Maggiore.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 55-60, tav. I, Napoli.

D'Argenio B. e Scandone P., 1970 - *Jurassic facies pattern in southern* (Campania-Lucania) *Apennines.* Hungarian Geological Institute, Colloquium on the Mediterranean Jurassic, Budapest september 1969 - (preprint).

De Castro P., 1962a - *Sulla presenza del Giurassico (Dogger-Malm) nei Monti Aurunci.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 16-20, tavv. 4, Napoli.

De Castro P., 1962b - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Piana di Montoro.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 21-52, tavv. 19, Napoli.

De Lorenzo G., 1896 - *Studi di Geologia nell'Appennino Meridionale.* Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s. II, **8**, n. 7, pp. 128, figg. 12, Napoli.

De Lorenzo G., 1937 - *Geologia dell'Italia Meridionale.* N. ed. a cura di G. D'Erasmo, Ed. Politecnica, Napoli.

Fabiani R. e Segre A., 1952 - *Schema strutturale della Regione Italiana.* « Contributo di sc. Geol. », **2**, pp. 7-23, figg. 4, (Suppl. a la « Ric. Sc. » C.N.R.), Roma.

Grandjaquet C., 1962 - *Importance de la tectonique tangenzielle en Italie meridionale.* Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., **5**, **2**, pp. 107-111, Paris.

Grandjaquet C., 1963 - *Schema structural de l'Appennin campano-lucanien (Italie).* Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., **2**, **3**, pp. 185-202, figg. 14, Paris.

Grzybowski J., 1921 - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **40**, pp. 85-97, figg. 2, Roma.

Ietto A., 1963 - *I rapporti tettonici fra « scisti silicei » e dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 15, figg. 7, tavv. 2, Bologna.

Ietto A., 1964a - *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica nel Salernitano.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 31-44, tavv. 2, Napoli.

Ietto A., 1964b - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 97-108, tavv. 6, Napoli.

Ietto A., 1964c - *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 112-116, Napoli.

Ietto A., 1965 - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di svorascorrimento dei Monti Picentini (Appennino Meridionale).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **74**, pp. 65-85, figg. 13, tavv. 5, Napoli.

Ippolito F. e Lucini P., 1956 - *Il flysch nell'Appennino Meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75**, pp. 139-159, Roma.

Lazzari A., 1950 - *Sulla tettonica del massiccio del Matese (Provincia di Benevento e Campobasso) - nota preliminare. Contr. Sc. Geol.*, **1**, pp. 112-114, Suppl. a la « Ric. Sc. » C.N.R., Roma.

Maggiore L., 1938 - *Il Matese metallifero.* Ind. Min. d'It. e d'Oltremare, **12**, p. 235, Roma.

Manfredini M., 1963a - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione molisano-sannitica (Italia Meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 15, tav. I, Bologna.

Manfredini M., 1963b - *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana.* Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, pp. 15, tav. I, Roma.

Martinis B. e Pieri M., 1963 - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 30, figg. 18, Bologna.

Pescatore T., 1964 - *Rapporti tra Depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 213-225, Napoli.

Pescatore T., 1965 - *Ricerche geologiche sulla Depressione molisano-sannitica.* Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s. 3ª, **5**, n. 4, pp. 101-145, figg. 12, tavv. 9, Napoli.

Pieri M., 1966 - *Tentativo di ricostruzione paleograficostrutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol. Romana, **5**, pp. 407-424, Roma.

Rovereto G., 1927 - *Sur les charriages de l'Appennin central et meridional.* C.R. Somm. S.G.F., fasc. 9, pp. 100-112, Paris.

Sacco F., 1910 - *L'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **29**, pp. 287-368, Roma.

Sacco F., 1912 - *La geotettonica dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **30**, pp. 379-387, tav. I, Roma.

Sacco F., 1935 - *Le direttrici tettoniche dell'Appennino. Nota I e II.* Rend. Acc. Lincei Cl. Sc. Fis. e Nat., **22**, pp. 371-375 e pp. 551-553, fig. 1, Roma.

Salmoiraghi F., 1881 - *Alcuni appunti geologici sullo Appennino fra Napoli e Foggia.* Boll. Com. Geol. d'It., **12**, pp. 96-113, pp. 203-235, fig. 1, Roma.

Sartoni S. e Crescenti U., 1962 - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Gior. di Geol., s. 11, **29** (1960-61), pp. 161-302, tavv. 43, Bologna.

Scandone P., 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, pp. 175, figg. 68, tavv. 17, Napoli.

Scandone P. e Sgrosso I., 1962 - *Considerazioni su una presunta lacuna liassica nei Monti Picentini.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., IV, **29**, pp. 7, tavv. 2, Napoli.

Scarsella F., 1957 - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75**, pp. 115-137, Roma.

Scarsella F. e Manfredini M., 1955 - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del gruppo del Matese ecc.* Boll. serv. Geol. d'It., **76**, f. 2, Roma.

Selli R., 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene della Italia meridionale.* Gior. di Geol., s. 2ª, **26**, pp. 1-54, tavv. 9, Bologna.

Selli R., 1962 - *Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 737-790, fig. 1, tav. 1, Pavia.

Sgrosso I., 1964a - *Calcaria Cladocoropsis, orizzonte guida del Malm nell'Appennino meridionale.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., s. IV, **29**, pp. 6, tav. 1, Napoli.

Sgrosso I., 1964b - *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 150-153, tavv. 2, Napoli.

Sgrosso I., 1965 - *La serie stratigrafica di Serra delle Macchietelle in relazione ad alcune caratteristiche della tettonica del Matese.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **73**, pp. 186-184, Napoli.

Sgrosso I. e Torre M., 1968 - *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni (Matese).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **77**, pp. 131-158, figg. 4, tavv. 4, Napoli.

Signorini R., 1962 - *Osservazioni geologiche nell'alto Molise.* Boll. Soc. Geol. It., **80**, pp. 215-224, figg. 3, Roma.

Signorini R. e Devoto G., 1962 - *Il Paleogene nell'alto Molise.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 461-511, figg. 4, tavv. 3, Pavia.

Tenore G., 1872 - *Saggio dell'industria mineraria e sulla costituzione geologica della Terra di Lavoro, con la carta geologica della provincia.* La scienza e l'arte dello ing. arch., III, n. 1, tav. 1, Napoli.

Ufficio Geologico, 1934 - *Carta geologica d'Italia,*

scala 1:100000, F. 161, Isernia. Ril. di Cassetti M., rev. e compl. di Grossi M., Roma.

Vallario A., 1964 - *Osservazioni geologiche nella zona di Capriati al Volturno (Caserta).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 132-137, Napoli.

Viterbo I., 1959 - *Sull'età di alcuni lembi di «flysch» del massiccio del Matese (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **76**, f. 3, Roma.

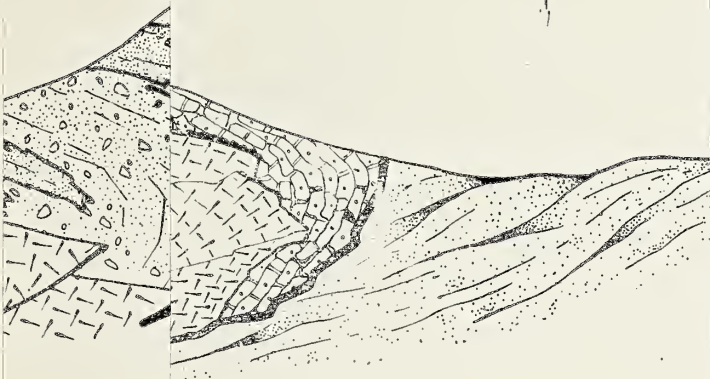
Zaccara G. e Maino A., 1957 - *Rilievo gravimetrico dell'Italia centro-meridionale. (Lucania, Molise e Campania-Abruzzi).* Boll. Serv. Geol. It., **78**, pp. 789-794, Roma.

Zaccara G. e Maino A., 1958 - *Carta gravimetrica d'Italia. Rilievo della Campania, del Lazio e dello Abbruzzo occidentale.* Boll. Serv. Geol. It., **79**, pp. 479-488, Roma.

TAVOLA I

Leggenda: 1 - basamento triassico; 2 - facies di piattaforma (Trias-Giura); 3 - facies di transizione (Trias-Giura); 4 - facies conglomeratiche e/o calcareo-marnose (Trias-Giura); 5 - calcari cretacici di piattaforma; 6 - sedimenti calcareo-silicei cretacici del bacino molisano-sannitico; 7 - calcari maastrichtiani; 8 - sedimenti paleocenici in facies di scaglia; 9 - calcari a nummuliti (Eocene); 10 - marne verdi oligoceniche; 11 - conglomerati paleogenici; 12 - calcari miocenici della Formazione di Cusano; 13 - flysch; 14 - coperture detritiche; 15 - alluvioni della valle del Volturno .

Linee uniformi a tratto pieno: sovrascorrimenti
» » » » medio: faglie inverse
» » » » sottile: faglie dirette
» dentellate: superfici di trasgressione
Orizzonti lentiformi in 5 : bauxite.


MON
T. LORDA

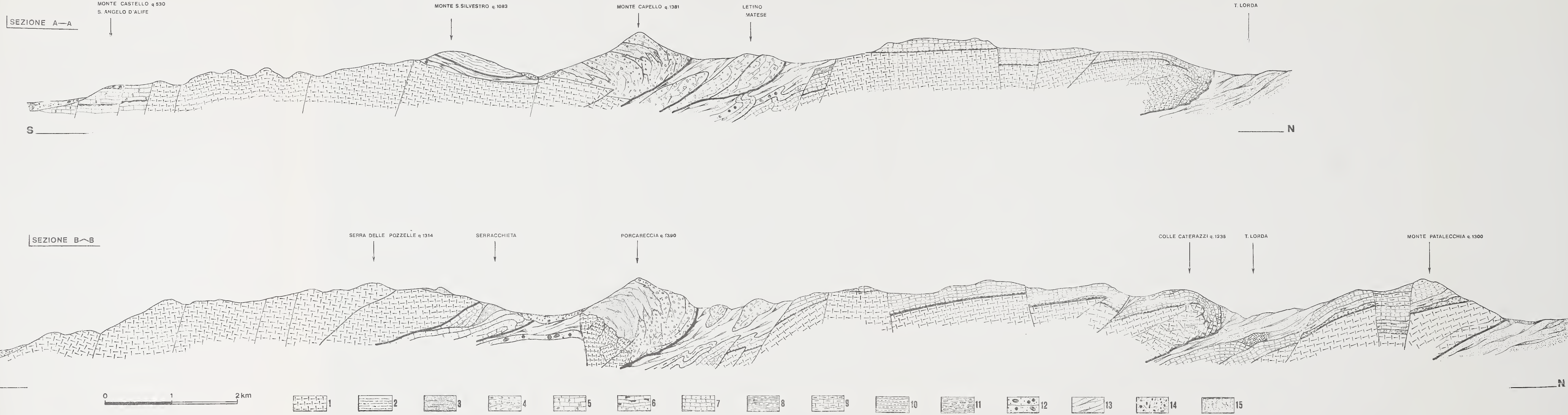





PO LE CATERAZZI q. 1235
T. LORDA


14


15



SEZIONE A—A
MONTE CASTELLO q.530
S. ANGELO D'ALIFE
MONTE S.SILVESTRO q.1083
MONTE CAPELLO q.1381
LETINO MATESE
T. LORDA
S
N
SEZIONE B—B
SERRA DELLE POZZELLE q.1314
SERRACCHIETA
PORCARECCIA q.1390
COLLE CATERAZZI q.1235
T. LORDA
MONTE PATALECCHIA q.1300
S
N
0
1
2 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

TAVOLA II

Rilevamento geologico per facies prevalenti.

Mem. Soc. Natur. in Napoli

Ietto A. - *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese Occidentale (Appennino Meridionale)* - Tav. II



A

B

Monteroduni

Roccamandolfi

Gallo

Valle Agricola

- LIMITI
- FAGLIA TRASCORRENTE SINISTRA
- FAGLIA DIRETTA
- LINEE DI SCORRIMENTO
- FAGLIA INVERSA
- Trias superiore
- Facies di piattaforma
- Facies di transizione (Infralias - cretacico inferiore)
- Facies prevalentemente conglomeratiche (Infralias - cretacico inferiore)
- Facies della depressione molisano - sannitica (Cretacico medio - superiore)
- Calcari pseudossaccaroidi
- Sedimenti paleogenici
- Miocene calcareo (Formazione di Cusano)
- Miocene marnoso
- Miocene in facies di flysch
- Quaternario continentale
- Terreni di contrada Serracchieta

0 1 2 3 km

A

B

Sulla geologia della galleria rio Uvini - rio S. Antoni per l'impianto del medio Flumendosa (Sardegna)

Nota del socio FELICE IPPOLITO

(Tornata e 27 giugno 1969)

RIASSUNTO

Si espongono le condizioni geologiche dei terreni interessati da una galleria lunga circa 9 km costruita in Sardegna e interessante prevalentemente scisti paleozoici. Le previsioni di progetto furono riscontrate esatte all'atto esecutivo.

ABSTRACT

The paper is concerned with the description of geological conditions of mainly paleozoic metamorphic rock masses in which a tunnel has been excavated in Sardinia.

Observational data acquired during excavation appeared to be consistent with conclusions of preliminary studies.

Premessa

L'Ente Autonomo Flumendosa progettò nel 1950 la costruzione di una galleria, lunga circa km 9, per convogliare le acque del Flumendosa all'irrigazione del Campidano, dal rio Uvini, a quota 208, al rio S. Antoni, a quota 199,50. L'Impresa Ing. A. e P. Di Penta, assuntrice dei lavori, mi incaricò di eseguire uno studio sulla natura geologica dei terreni interessati dalla costruenda opera e sulle loro caratteristiche geotecniche. A tal fine nell'ottobre 1950, rilevai la striscia interessata dalla galleria (vedi schizzo geologico in fig. 1) e prelevai numerosi campioni che sottoposi a studio petrografico nell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli, allora da me diretto.

Il presente scritto, ricalca le linee della mia relazione del 1950, convalidata da varie osservazioni eseguite in corso d'opera.

Geologia della regione

La regione interessata dalla galleria è costituita da una accidentata serie di rilievi collinari, alti 5-600 m al massimo, i quali vanno degradando da oriente verso occidente, ed in particolare dalla strada Senorbì - S. Basilio-Suelli e la provinciale Suelli-Sisini-Siurgus. La striscia attraversata dalla galleria è orientata da nord est a sud ovest, e cioè dal R. Uvini — nel tratto ove questo corso d'acqua si presenta stretto ed incassato tra i rilievi del M. Uvini (quota 420), in sponda sinistra, e del M. Moretta (quota 543), in sponda destra — fino alla piana tra Sisini e Arixi, lungo la strada vicinale che congiunge questi due borghi a circa 1 km in linea d'aria a sud di Sisini.

L'impalcatura generale della regione è fondamentalmente costituita dalle formazioni attribuite al Silurico superiore. Si tratta di un potente complesso di originari strati argillosi, ricchi di sostanze organiche, cui localmente si alternano lenti calcaree e sottili letti più arenacei. Il metamorfismo regionale di epizona ha trasformato le originarie argille, molto ricche di sostanze organiche e di impurità carboniose, in scisti filladici grafitici, di colore nero lucente se freschi, di colore grigio più chiaro e con splendore quasi serico se lievemente alterati. Le originarie lenti calcaree per azione del dinamometamorfismo sono oggi alquanto marmoree e fortemente cataclasizzate, mentre i sottili letti arenacei hanno dato origine a tipiche quarziti con sericite o con feldspati, a seconda della natura dell'edotto.

Tutta la formazione filladica è, ove più ove meno, attraversata da sottili dicchi o da vene lenticolari molto allungate — con spessori da qualche centimetro a più centimetri — di quarzo bianco-latteo di origine idrotermale. Nessun orientamento particolare è rile-

vabile nella direzione di questi dicchi, che hanno probabilmente seguito gli allineamenti di sottili discontinuità della formazione.

Questo complesso, in base ai noti rinvenimenti di fossili (specialmente graptoliti) dei pressi di Goni, studiati dal Gortani, è attribuito al Gotlandiano (1).

Le formazioni del Silurico sono sormontate da potenti colate di porfidi quarziferi che, smantellati dalla erosione, si presentano ora, in lembi più o meno estesi, a formare le aspre cime dei rilievi. L'accidentata morfologia permette in tutta la zona di accertarsi della sovrapposizione di tali antiche masse laviche al complesso paleozoico di cui sopra. Le masse laviche infatti scorsero sulla superficie di erosione costituita dagli scisti silurici, inglobandone talvolta alla loro base dei frammenti. Un tipico campione di tale roccia fu da me prelevato nel rio Corongu Longu, quasi in corrispondenza dell'asse della galleria: si tratta di una breccia costituita dalla massa lavica parzialmente devetrificata, con fenocristalli di quarzo, che ingloba frammenti di scisti appena termometamorfosati. Lo studio del campione lascia dedurre che le masse laviche, oggi costituenti i porfidi, erano all'atto della estrusione molto viscose e poco calde, onde non hanno dato luogo a cospicui fenomeni di metamorfismo termico o di contatto.

Inglobati in successivi fenomeni di metamorfismo questi porfidi sono stati sovente fortemente laminati, assumendo l'aspetto e la struttura tipica di porfiroidi; ma è fuor di dubbio, sia dall'esame petrografico dei campioni non laminati sia dall'osservazione geologica, che si tratta di rocce francamente effusive.

Le formazioni del Silurico presentano direzione e pendenza della scistosità, probabilmente in parte coincidenti con quelle della originaria stratificazione, variamente orientate. Durante i sopraluoghi potei in vari punti constatare l'esistenza di pieghe abbastanza strette. Nell'area interessata dalla galleria, come può riscontrarsi nella sezione geologica di fig. 1, la direzione della scistosità è quasi dovunque nord-est sud-ovest, tranne che in corrispondenza del M. Perdascitas ove è circa nord-

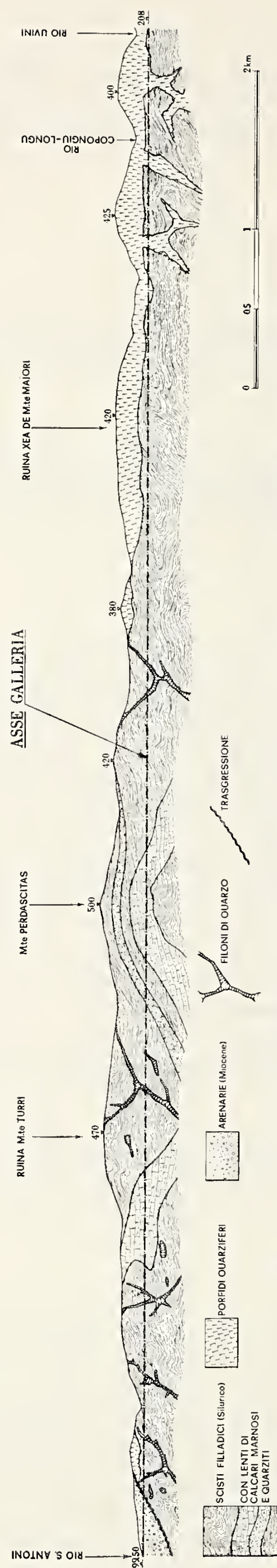


Fig. 1. — Sezione geologica lungo l'asse della galleria. La sezione è orientata da NE a SW.

(1) Gortani M., *Successione di faune a Graptoliti nei dintorni di Goni;* Rend. Acc. Lincei; S. 6, 19, n. 11, pp. 763-65; Roma, 1934.

sud. La pendenza è verso nord-ovest, nel tratto tra il R. Uvini ed il R. S'abici; verso sud-est nella zona del rio S. Antoni; al M. Perdascitas è verso est; verso ovest nella regione di M. Turri.

All'estremità sud — occidentale della striscia interessata dalla galleria compaiono le arenarie mioceniche del Campidano: trattasi di arenarie poligeniche a grana variabile talvolta cementate, tal'altra semicoerenti, costituite prevalentemente da quarzo, feldspati, miche e frammenti di calcari e di scisti. La grana varia tanto che alcuni campioni possono definirsi talora come conglomerati, mentre in genere si tratta di arenarie grossolane.

Risultati dello studio petrografico

Come ho avvertito di sopra, in occasione dei sopraluoghi prelevai numerosi campioni, che sottoposi ad accurato studio petrografico, onde accertarne la composizione mineralogica e quindi le caratteristiche pratiche di abbattimento e di impiego. La presente descrizione riassume lo studio di vari campioni; in essa i materiali sono elencati in ordine di importanza.

a) *Scisti filladici neri lucenti.*

Gli scisti filladici del Gotlandiano si presentano in genere di colore nero o meglio grigio-plumbeo, lucenti, con una netta e regolare scistosità, secondo la quale si sfaldano facilmente. La roccia è a grana finissima, tanto che né ad occhio nudo, né con la lente si possono individuare i singoli componenti; di frequente è sporcante (2).

Percossa col martello, oltre a rompersi subito parallelamente alla scistosità, lo scisto si suddivide di preferenza secondo altri piani: in genere secondo altre quattro direzioni, delle quali, tre normali alla scistosità, formanti tra loro un angolo di 120° ed il quarto inclinato di 30° sulla scistosità.

Al microscopio la roccia si rivela in genere costituita pressocché in parti uguali da sostanze opache, carboniose (probabilmente in gran parte grafite), e da minutissimi cristallini appiattiti micacei di tipo sericitico cui si aggiungono rari piccoli individui di quarzo (fig 2).

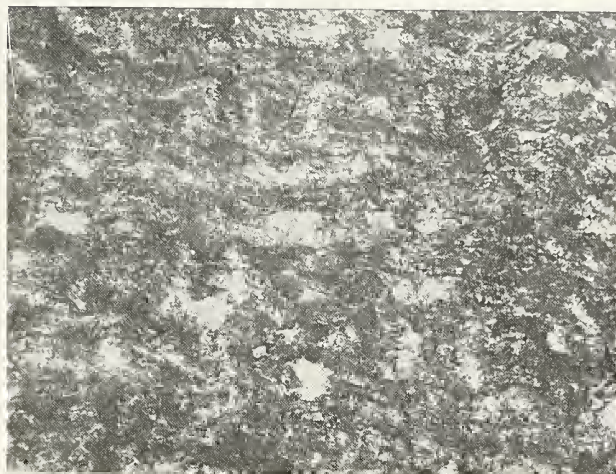


Fig. 2. — Scisto filladico silurico. Microfot. × 100; solo polarizzatore.
Nella sezione si vedono delle plaghe bianche, che sono porosità della roccia. Si noti l'andamento ondudato della scistosità, l'abbondanza di sostanze carboniose e la scarsezza di microcristalli di quarzo.

Taluni campioni si scostano sensibilmente da questa composizione; talvolta infatti alla sericite e al quarzo si aggiungono sottili letti di calcite; tal'altra, in luogo della sericite, compare la clorite, onde la roccia si colora in verdastro ed altre volte infine la grafite domina, tanto da costituire oltre l'80% della roccia.

Dal punto di vista pratico la roccia in parola presenta bassissima resistenza alla perforazione, tranne, bene inteso, in corrispondenza delle vene di quarzo che attraversano, irregolarmente e con frequenza variabilissima, la formazione in tutte le direzioni.

Era da prevedere che la formazione in parola subito dopo lo scavo non esercitasse una azione spingente sul rivestimento della galleria; né richiedesse una armatura particolarmente onerosa per sostenere le pareti dello scavo. Il che fu in generale confermato in corso di esecuzione, sempre che, come fu consigliato, si provvide a far seguire il rivestimento allo scavo con sufficiente rapidità,

---

(2) Già il La Marmora in proposito scriveva « ... tali schisti sono molto carboniosi, o meglio coverti da una sostanza carbonosa e lucente, che macchia le dita ».

perché, specie nelle zone ove ha subito sollecitazioni tettoniche secondarie, lo scisto può in contatto con l'aria umida della galleria assumere lentamente le caratteristiche di uno scisto argilloso e diventare spingente. Occorse, in altri termini, non dar tempo alla formazione di imbibirsi di umidità e di modificare il proprio equilibrio perché, in tale eventualità, sarebbe stato necessario provvedere a più solide armature e ad un rivestimento molto più resistente; laddove, agendo con rapidità, si ristabilirono le iniziali condizioni di equilibrio e non si ebbe nulla a temere.

Non tanto per la sua bassa resistenza meccanica, quanto per la presenza dei piani di scistosità secondo i quali tende a fogliettarsi e per la costituzione mineralogica, questa roccia fu ritenuta affatto inadatta a fornire inerti per calcestruzzi.

b) *Materiali appartenenti alla formazione degli scisti: calcari e quarziti*

Come ho accennato di sopra nella formazione scistosa del Gotlandiano si rinvengono, verso l'alto, sia dei calcari alquanto marmorei, scuri e cataclasizzati, sia, in sottili letti, delle quarziti tipiche. In fig. 1 la posizione di tali intercalazioni è puramente indicativa.

Dei calcari poco v'è da dire, in quanto ne sono note le caratteristiche geotecniche. La cataclasi facilita l'abbattimento; occorre solo far rilevare che la irregolarità e la sporadicità di queste lenti calcaree nella formazione scistosa non solo non permisero di fare alcuna previsione sull'eventuale loro incontro con lo scavo della galleria, ma altresì non permisero affatto di prevedere un impiego della roccia per gli inerti dei calcestruzzi. Fu solo sottolineato, ai fini tecnici ed economici, la possibilità di impiegare a tale scopo i calcari, se e dove si fossero incontrati.

Le quarziti si rinvengono in genere in strati molto sottili, e per uno spessore che di rado supera il metro. I campioni da me esaminati provenivano dal rio de is Colorus e dal rio Corongu Longu da affioramenti compresi tra gli scisti silurici a muro e le colate di porfidi, al tetto.

Macroscopicamente queste quarziti sono di colore grigio più o meno scuro, con traenza al verdognolo; presentano appena — e non sempre — un lieve accenno di scistosità. Si notano talvolta dei rari piccoli cristalli di pirite, in sottili venule ed associati a quarzo, che son sovente alterati in sostanze limonitiche. Al microscopio (fig. 3) la roccia risulta costituita da quarzo microcristallino, con tessitura « a pavimento », in percentuali variabili dal 50 al 70% ed oltre; al quarzo si aggiunge, come costituente essenziale, la sericite accentrata in aree ristrette e talvolta alquanto orientate: in tal caso i campioni presentano un accenno di scistosità. In uno dei campioni esaminati, al quarzo ed alla sericite si aggiungono rari microcristalli di feldspato, alquanto alterati, e minute lamine di clorite.



Fig. 3. — Quarzite. Microfot. × 60; solo polarizzatore, tessitura « a pavimento »; individui di quarzo separati da scagliette di sericite e materiale opaco.

Dal punto di vista pratico questa roccia presenta una altissima resistenza alla perforazione ed all'abbattimento con mine. Le tracce di pirite alterata avrebbero potuto lasciare perplessi per l'eventuale presenza di acque acide in galleria, ma considerando che queste quarziti sono in letti sottili al tetto degli scisti silurici questa perplessità cadde. Per tale motivo fu anche consigliato di non fare affidamento su tale roccia quale materiale da costruzione, perché la galleria avrebbe anche potuto non incontrarla per nulla. Come difatti accadde.

c) *Porfido quarzifero (porfiroide).*

Le precedentemente ricordate colate di porfido — al cui carattere effusivo si è già dianzi accennato — sono costituite da una roccia che va da un colore grigio chiaro, se

fresca, fino ad un colore rosso-marrone o verdastro, se alterata. Già macroscopicamente si notano nella roccia cristalli di quarzo vitreo (di dimensioni variabili da 1 mm fino a quasi 1 cm), alquanto arrotondati e, più di rado, cristalli di feldspato. In taluni campioni si nota un accenno di orientamento, che potrebbe essere scambiato per effetto di dinamo-metamorfismo, mentre si tratta, come l'analisi microscopica conferma, di una struttura fluidale.

Quando è alterata la roccia si rompe con facilità secondo sottili fessure, talvolta riempite da quarzo cristallino vitreo, mentre quando è fresca è molto tenace. Il vivo odore di terra che la roccia emana, se inumidita, accusa l'iniziale argillificazione dei feldspati.

Al microscopio (fig. 4) la roccia rivela la sua tipica tessitura porfirica e quindi la sua natura lavica, effusiva. Si notano grossi fenocristalli di quarzo, parzialmente riassorbiti, talvolta ad estinzione ondulosa e molto subordinatamente di feldspato (microclino o ortoclasio), per lo più profondamente sericitizzati. Questi fenocristalli sono immersi in un feltro, costituito per una metà circa da un assieme di microliti di quarzo e feldspati (di dimensioni di frazioni di mm) e da vetro in avanzato stadio di devetrificazione.



Fig. 4. — Porfido quarzifero. Microfot. × 60; nicols incrociati. Fenocristallo di quarzo, corroso, immerso in un feltro costituito da microliti e da vetro, parzialmente devetrificato.

In alcuni campioni si notano visibili segni di cataclasizzazione e, nelle sottili fessure della roccia, scagliette di sericite e di clorite; in altri invece è palese l'effetto del dinamometamorfismo tanto che la roccia macroscopicamente ha il tipico aspetto occhiatino e diventa anche, se alterata, esfoliabile. In genere questi « porfiroidi » sono molto più alterati dei campioni non dinamometamorfosati.

Dal punto di vista pratico la roccia presenta alta resistenza alla perforazione ed all'abbattimento; le pareti dello scavo hanno bisogno di scarsa armatura. Il materiale, quando non è alterato, è suscettibile di impiego quale inerte per i calcestruzzi.

d) *Arenaria del Campidano*

L'arenaria miocenica del Campidano si presenta a grana molto variabile, spesso con numerosi fossili (specialmente Pecten) ben determinabili. Essa è costituita da frammenti di scisti (cloritoscisti o scisti grafitici), granuli più o meno arrotondati di quarzo, scagliette di muscovite; il tutto cementato da calcite criptocristallina.

Alla variazione di grana di questa arenaria fa riscontro una grande diversità di cementazione, perché la roccia talvolta è abbastanza coerente, tal'altra poco o nulla; talora si presenta di colore giallo scuro, talora di colore verdastro. Per la grande variabilità di coerenza e per l'alto indice di imbibizione, questa roccia non è assolutamente adatta a fornire inerti per calcestruzzo.

Natura dei terreni interessati dalla galleria (3)

« L'imbocco della galleria nel rio Uvini a quota 208, cioè a circa 8 m dal letto del torrente in sponda sinistra, è nella formazione silurica quasi al contatto con i porfidi quarziferi soprastanti.

Nel tratto tra il rio Uvini e il rio Corongu Longu la galleria dovrebbe inoltrarsi, sempre tenendo conto di quanto è osservabile nei valloni esistenti a Sud del rilievo di quota 420. nei terreni del Silurico e precisamente negli scisti filladici neri. Non è da escludere che nell'attraversare questi rilievi si incontri qualcuno dei condotti vulcanici che alimentarono le effusioni di porfidi quarziferi.

(3) Riporto qui integralmente il paragrafo della mia relazione originale, accennando di poi alle differenze riscontrate con lo scavo.

In tutto il restante percorso della galleria fino alla zona del rio S. Antoni è fuori di dubbio che la galleria interessa soltanto terreni del Silurico. Nulla posso però precisare in merito all'eventuale presenza di lenti calcaree, le quali, come è detto dianzi, si presentano irregolarmente e sporadicamente nella formazione silurica, né può prevedersi alcunché di preciso sull'eventuale frequenza dei filoni e delle piccole lenti quarzose.

Infine, verso lo sbocco sul rio S. Antoni, a Sud di Sisini, si incontrerà per qualche centinaio di metri l'arenaria del Campidano ». Fin qui le previsioni di progetto.

In effetti, all'atto esecutivo, lo scavo della galleria, a partire da rio Uvini, ha incontrato prevalentemente la formazione scistosa del Silurico. La costituzione petrografica di queste peraltro si è rilevata in profondità talvolta alquanto diversa di quanto riscontrato all'esterno per la presenza di scisti filladici più o meno grafitici passanti gradualmente a rocce di metamorfismo alquanto più spinto fino a veri paragneiss porfiroidi.

Si tratta, in questo ultimo caso, di una roccia a tessitura porfiroblastica, che all'osservazione macroscopica potrebbe anche meritare il nome di porfiroide, ma che invece si presenta quasi sempre, al microscopio, con una struttura granoblastica con fenoblasti di quarzo e di feldspati, più o meno abbondanti in un feltro di composizione sericitico-cloritica. I veri porfidi invece sono stati riscontrati in più punti, ma sempre per poche decine di metri, e rappresentano con ogni probabilità i previsti condotti alimentatori delle effusioni, che costituiscono la serra is Fogaias. Altri porfidi, costituenti dicchi o apofisi magmatiche sono stati incontrati tra le progressive 1100 e 2000 circa: si tratta, come ha mostrato l'indagine petrografica al microscopio, di porfidi ipoabissali, poveri o privi affatto di quarzo, con fenocristalli di feldspato, di un chimismo meno acido di quello dei porfidi quarziferi.

La formazione delle arenarie mioceniche del Campidano sono state incontrate, a partire dall'imbocco di valle, per 880 metri. Queste arenarie hanno presentato inaspettatamente dei passaggi, più o meno graduali ma talvolta anche bruschi, ad un conglomerato semicoerente di grossi elementi arrotondati di quarzo latteo di dimensioni variabili da pochi centimetri fino a 60-70 centimetri; al quarzo, prevalente, si accompagnano ciottoli arrotondati di porfidi e talvolta, ma molto più raramente, frammenti angolosi di scisti. La presenza di queste interstratificazioni conglomeratiche, assolutamente imprevedibili dall'osservazione esterna e da quanto era noto dalla scarsa letteratura scientifica sulla zona, ha dato luogo a notevoli difficoltà nell'avanzamento, sia per l'abbondante presenza di acqua, costituente talvolta delle sacche, sia per il fatto di essere semicoerente, con elementi durissimi rotondi di quarzo inglobati in una massa sabbiosa poco costipata, sia infine per la durezza degli elementi di quarzo, che opponevano notevole resistenza alla perforazione. Inoltre queste zone conglomeratiche hanno sempre richiesto notevoli armature, specialmente nei primi tempi dopo l'escavazione finché non si esauriva l'acqua, che veniva appunto drenata dal cunicolo di avanzamento.

Oltre l'acqua costituente sacche, per la massima parte esaurite in pochi giorni col conseguente notevole miglioramento delle condizioni statiche dello scavo, questa formazione ha dato luogo, anche nella parte arenacea, a lievi filtrazioni idriche, che sono risultate abbastanza cospicue in vicinanza del contatto con la molto meno permeabile formazione silurica.

Il contatto, che si è presentato con una inclinazione di circa 45° verso valle, ha tutti i caratteri di una trasgressione: la formazione terziaria presenta difatti orizzonti conglomeratici, con elementi di dimensioni maggiori e con vari frammenti del sottostante scisto.

Dopo il contatto sono stati rinvenuti gli scisti del silurico, rappresentati da una successione di filladi verdastre, scisti scuri più o meno grafitici e scisti quarzitici, con le stesse caratteristiche dianzi accennate.

* * *

Anche a distanza di quasi venti anni, ho ritenuto non del tutto inutile riassumere gli elementi più interessanti raccolti con lo studio preliminare ed in corso d'opera di questa galleria, sia per i dati geologici acquisiti sia per il fatto che, segnatamente nel nostro campo, ogni esperienza può fornire utili insegnamenti per il futuro. In particolare mi piace ricordare che la mia impostazione del problema —

fatta con un sopraluogo di pochi giorni prima dell'inizio dei lavori — si discostava completamente dalla relazione geologica fornita alle imprese, per la presentazione delle offerte, dalla stazione appaltante, che prevedeva lo sviluppo della galleria quasi completamente nella formazione porfirica ed imponeva pertanto l'uso del materiale di risulta dello scavo per gli inerti dei calcestruzzi di rivestimento.

Lo studio geologico da me effettuato in via preliminare invece insisteva sul fatto che la massima parte della galleria si sarebbe sviluppata nei terreni scistosi del Silurico, aventi caratteristiche tecniche di abbattimento completamente diverse dai porfidi e comunque assolutamente non utilizzabili per fornire inerti per calcestruzzi. Il che, come di sopra illustrato, è stato verificato in corso d'opera.

Napoli, Università,
Istituto di Geologia.

Prossimalità, distalità e analisi dei bacini dei flysch: un punto di vista attualistico [*]

Nota del Prof. FORESE C. WEZEL (**) presentata dai Soci FELICE IPPOLITO e TULLIO PESCATORE

(Tornata del 27 giugno 1969)

RIASSUNTO

Nel Flysch Numidico della Sicilia e della Tunisia si sono riconosciute tre principali facies sedimentarie. I depositi della Facies 1 consistono in potenti banchi di quarzareniti grossolane spesso a gradazione ripetuta. I sedimenti della Facies 2 (costituenti il maggior volume della formazione) sono rappresentati da argilliti brune più o meno siltose e con intercalati numerosi straterelli sottili di siltite. I depositi della Facies 3, equivalenti latero-superiori di quelli della Facies 2, sono costituiti da più spessi strati di arenaria più grossolana e con le strutture interne della sequenza di Bouma.

Questo agganciamento laterale delle facies è difficile a spiegarsi con il modello proposto da Bouma, comunemente adottato nell'analisi dei bacini dei flysch. Viene proposta pertanto una nuova interpretazione attualistica secondo la quale i sedimenti della Facies 2 sarebbero stati depositati o meglio ridepositati ad opera di correnti profonde circolanti parallelamente alle isobate regionali. Tali correnti dovevano essere simili alle attuali « contour-following geostrophic currents » messe in evidenza da Heezen e i suoi collaboratori. Lo studio delle carote raccolte nella zona del « rialzo continentale » nordatlantico dove le correnti geostrofiche sono più vigorose, ha mostrato una sorprendente analogia sedimentologica fra questi sedimenti e quelli della Facies 2 del Flysch Numidico. Altrettanta affinità vi è tra le torbiditi della piana abissale (es. Hatteras abyssal plain) e quelle della Facies 3.

Dato che le correnti oceaniche profonde sembrano essere attualmente il processo deposizionale dominante lungo molti margini continentali, si ritiene che una dettagliata analisi dei flysch dovrebbe mettere in evidenza la presenza di depositi analoghi a quelli della Facies 2 che qui si propone di chiamare *contorniti* (sedimenti depositati da correnti profonde scorrenti parallelamente al contorno batimetrico). È possibile che per alcuni flysch anche la successione laterale delle facies verso le zone distali sia analoga, e cioè: contorniti del rialzo continentale (es. Facies 2) con potenti ammassi lenticolari (es. Facies 1) → torbiditi del pavimento abissale (es. Facies 3).

ABSTRACT

In the Numidian Flysch (Oligocene-early Miocene) and lateral equivalents of Sicily three main sedimentary facies were distinguished (Wezel, 1970a).

Facies 1 consists of thick coarse grained quartzarenites with « coarse-tail grading », sometimes multiple grading (probable grain flow deposits). Facies 2 comprises brown argillite with interbedded numerous thin clean quartzsiltite beds with sharp bases and upper surfaces. Deposit of Facies 3 are typifield by brown-gray pelites with interbedded lithic quartz wacke (10% of matrix) layers that exhibit « typical » turbidite structures (i.e. graded bedding, current ripple and convolute lamination).

A lateral downcurrent transition from Facies 2 (with Facies 1 lenticolar sand bodies) to Facies 3 deposits was observed.

This pattern is difficult to explan with Bouma (1962, p. 98) model of base cut-out sequences with the increase of the distance from the source.

A good agreement there is instead with the deep ocean currents (« contour currents ») hypothesis of Heezen and his students. The thin quartzsiltite layers of Facies 2 exhibit the same sedimentological characteristics (table 1) as the contour currents deposits (the «contourites») of the western North Atlantic continental rise (Hollister, 1967). The same concordance is between the Facies 3 sediments and the turbidites of the abyssal plains.

Facies 1 graded conglomeratic sandstones probably were deposited by the spreading out of mass flows of sand on debouching on the continental rise from different deep-sea fan walleys and tributaries.

The paleocurrents and the facies variations over the Numidian Flysch basin strongly suggest a lateral derivation of the material from the southern margin by mass movements and turbidity currents, while ocean bottom currents carried the material of Facies 2 in a longitudinal direction. It is concluded that the Bouma criteria to distinguish proximal and distal types of sediments should be applied only to the « genuine » turbidites of the Numidian basin plain (Facies 3 deposits).

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R. nel programma di ricerche sulla geologia e sedimentologia del Flysch Numidico.

(**) Istituto di Geologia dell'Università di Catania, Palazzo delle Scienze, 95129 Catania.

Introduzione.

La ricostruzione delle variazioni sedimentologiche laterali entro un bacino di deposizione fliscioide viene di norma effettuata attraverso lo studio delle strutture sedimentarie presentate soprattutto dagli strati arenacei. In particolare, il criterio più comunemente adottato è quello proposto da Bouma (1962, p. 49) e basato sul fatto che uno strato arenaceo « completo » è costituito da 5 « intervalli » (o porzioni) denominati rispettivamente dal basso verso l'alto dello strato: (a) intervallo gradato; (b) intervallo a laminazione parallela; (c) intervallo a laminazione obliqua e/o laminazione convoluta; (d) intervallo a laminazione parallela; (e) intervallo pelitico.

Secondo questo modello, a partire dal margine del bacino verso il centro si avrebbe la deposizione di successioni psammitiche via via mancanti degli intervalli inferiori (« base cut-out sequences »). In altre parole, gli strati psammitici diventano distalmente (verso il largo): (1) più sottili, (2) a granulometria più fine e (3) più frequentemente provvisti di abbondante laminazione parallela e obliqua.

Tale modello è stato quantificato da Walker (1967) che ha messo in evidenza una approssimativamente esponenziale decrescita dello spessore degli strati e un parallelo aumento della laminazione in funzione della distanza. L'autore ha proposto uno schema (1967, p. 33, fig. 5) nel quale lo spessore medio degli strati (in ordinata) è messo in funzione di un parametro che misura la percentuale di prossimalità (ABC index) calcolata sulla base delle strutture intrastratali.

Questi criteri sono basati sull'assunzione più o meno esplicita che le arenarie dei flysch siano state deposte esclusivamente da correnti di torbida e sull'opinione dogmaticamente accettata che la sequenza di Bouma sia diagnostica di uno strato depositato da una corrente di torbida (ossia di una torbidite).

Un dettagliato studio sedimentologico dell'agganciamento laterale delle facies sedimentarie del Flysch Numidico ha portato chi scrive a proporre un altro tipo di modello sedimentologico (tav. I). Una analoga distribuzione delle caratteristiche sedimentologiche è stata osservata nei sedimenti attuali del « continental rise » (rialzo continentale) [1] atlantico al largo degli Stati Uniti. Entrambi gli studi sembrano indicare l'impossibilità di applicare come criterio di prossimalità il modello di Bouma del troncamento basale della sequenza tipo con l'aumento della distanza dall'area di origine.

Ricostruzione delle variazioni sedimentologiche nel bacino del Flysch Numidico.

Le intense deformazioni tettoniche rendono difficile la ricostruzione dell'originario agganciamento laterale delle litofacies nel bacino di sedimentazione del Flysch Numidico (Oligocene-Miocene inferiore; cfr. Wezel, 1970a). Malgrado ciò, è stato possibile riconoscere tre principali tipi di sedimenti formalmente denominati Facies 1, Facies 2 e Facies 3. Secondo la ricostruzione paleogeografica proposta i sedimenti numidici (Flysch Numidico ed equivalenti laterali) costituivano un enorme prisma sedimentario al piede della scarpata continentale africana (formata per faglia?). Lo spessore di questa immensa lente fliscioide si aggirava sui 2-3 km (Facies 1 e Facies 2) nelle zone prossime alla scarpata e sui 0,7-0,8 km (Facies 3) nella parte più distante. La larghezza di questo prisma sedimentario doveva superare i 50 km, mentre la lunghezza parallelamente alle isobate era sui 2000 km.

I sedimenti della Facies 1 sono costituiti da ammassi quarzarenitici più o meno lenticolari intercalati entro le alternanze siltitico-argillose della Facies 2. Le quarzareniti sono in potenti banchi massicci (fino a 12-15 m di spessore) ciascuno dei quali è costituito dalla saldatura di più passate, alcune delle quali conglomeratiche e lenticolari (spesso riempimenti di canali). Le arenarie a « passate » sono inoltre caratterizzate per la: (1) presenza di una gra-

[1] Il continental rise è quella regione del fondo marino situata fra la scarpata continentale e la uianura abissale. Essa è al largo degli Stati Uniti (Atlantico) compresa generalmente fra i 2000 e i 5000 m di profondità e può estendersi fino ad un massimo di 1000 km attraverso il fondo oceanico. Il rise è costituito da un enorme accumulo sedimentario il cui spessore massimo può arrivare fino a 10 km. Tentativamente si propone di tradurre il termine continental rise con « rialzo continentale »

dazione del tipo « coarse-tail grading » (interessante solo i granuli grossolani); (2) assenza di strutture sedimentarie di tipo trattivo (laminazione parallela e obliqua); (3) abbondanza di strutture indicanti intensa erosione; (4) scarsezza di impronte di fondo. Secondo chi scrive (WEZEL, 1970a) e secondo anche il parere di MIDDLETON (1970, comunicazione epistolare) si tratta probabilmente di un non ancora descritto tipo di deposito della famiglia dei « grain flow deposits » (v. ad es. STAUFFER, 1967). Questo tipo si differenzia dai depositi di Stauffer per la presenza di una gradazione, a volte ripetuta e anche inversa (WEZEL, 1967). Il trasporto del materiale quarzoso doveva avvenire sul fondo dei canyons ad opera di colate ad alta concentrazione sabbiosa che depositavano il loro carico allo sbocco degli stessi.

I depositi della Facies 2 costituiscono il maggior volume del Flysch Numidico (fig. 1). Si tratta di alternanze tipicamente fliscioidi di sottili strati quarzosiltitici e più spessi intervalli di argilliti più o meno siltose di colore grigio o bruno. Le siltiti sembrano in molti casi apparentemente omogenee, ma talora è possibile osservare la presenza di una laminazione parallela e obliqua (fig. 1 c). Alla base delle siltiti sono presenti vaghe lineazioni, appena delineati grooves ed altre piccole impronte di trascinamento; queste strutture substratali sembrano indicare uno scorrimento della corrente in senso assiale, ossia all'incirca verso SE. Nell'insieme tutte le caratteristiche sedimentologiche sono molto simili a quelle delle « contourites » (v. oltre e tab. 1) descritte da HOLLISTER (1967) in Atlantico.

Questa frazione siltosa potrebbe essere stata ritrasportata e ridistribuita anche per lunghe distanze ad opera di correnti oceaniche di fondo scorrenti parallelamente alle isobate regionali (cf. WEZEL, 1970a, p. 262). Una velocità dell'ordine dei 15-20 cm/sec sembra sufficiente per il trasporto dei granuli siltitici (cf. SUNDBORG, 1956, fig. 13). Tale ipotesi potrebbe spiegare l'uniformità sedimentologica laterale (per 2000 km!) dell'enorme accumulo pelitico-siltitico della Facies 2. Le correnti fluenti parallelamente alle isobate e nel senso impartito dall'effetto di Coriolis ([2]) avrebbero in un certo senso « omogeneizzato » i depositi.

I sedimenti della Facies 3 infine, costituiscono secondo la mia interpretazione (WEZEL, 1970a e 1970b) un accumulo più distale deposto da correnti di torbida oltrepassanti (« bypassing ») i più prossimali depositi della Facies 2. Rispetto a quelli della Facies 2 gli strati arenacei sono caratterizzati da: (1) una granulometria maggiore (sabbia medio-fine); (2) una maggior quantità di matrice (più del 10%); (3) una minore maturità composizionale (quarzareniti litiche); (4) uno spessore maggiore (di norma fra 10 e 50 cm) e (5) dall'avere le strutture interne ritenute tipiche delle torbiditi (sequenze di Bouma).

Le paleocorrenti indicano un trasporto sedimentario verso quadranti orientali. Si ritiene che questi strati rappresentino torbiditi deposte nella piatta zona batimetricamente assiale del bacino numidico (tav. 1).

VARIAZIONI SEDIMENTOLOGICHE OSSERVATE NEL MARGINE CONTINENTALE NORDATLANTICO.

Il continental rise atlantico al largo degli Stati Uniti è determinato da un enorme (spesso fino a 10 km) prisma sedimentario (HEEZEN et al., 1966) che si assottiglia nella adiacente piana abissale. La larghezza di questa immensa lente può arrivare a 600 km e la lunghezza parallelamente alle isobate è di parecchie migliaia di chilometri. La sua superficie è irregolare per la presenza di numerosi canali e valli profonde (« fan-valleys »).

Secondo HOLLISTER (1967) i sedimenti del continental rise sono in grande prevalenza costituiti da lutiti siltose di colore grigio o bruno entro le quali sono intercalati numerosi straterelli sottili di silt quarzoso di spessore di norma inferiore ai 10 cm. Essi mostrano spesso una laminazione parallela e anche obliqua e sono inoltre relativamente sprovvisti di matrice interstiziale (meno del 10%).

L'analisi di numerose fotografie orientate del fondo marino, degli ecogrammi e delle carote effettuata da HEEZEN e i suoi allievi (HEEZEN et al., 1966; HOLLISTER, 1967; SCHNEIDER et al., 1967) ha dimostrato in modo convincente che questi sedimenti sono stati trasportati e depositati da correnti oceaniche di

([2]) A causa cioè della rotazione terrestre, ogni fluido in movimento tende ad essere deviato verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra in quello meridionale.





Fig. 1. — Alternanze siltitico-argillitiche della Facies 2 affioranti nelle Madonie (Sicilia centro-settentrionale). Si ritiene che questi sedimenti siano stati deposti da correnti oceaniche profonde scorrenti parallelamente alle isobate regionali.

A: Fitta alternanza di sottili strati quarzosiltitici e più potenti intervalli pelitici. In ogni metro di colonna si possono osservare circa 20 strati siltitici intercalati. Zona tra i paesi di Castelbuono e Pollina.

B: Particolare che mette in evidenza il carattere netto di entrambe le superfici di stratificazione dei sottili strati siltitici. Si osservano circa 25 strati intercalati entro ogni metro di colonna. Zona di Geraci Siculo.

C: Particolare che mostra una fitta laminazione interna sia del tipo parallelo che obliquo. Zona di Castelbuono. Alcune delle carote dello zoccolo continentale nordatlantico mostrano una analoga laminazione con alternanza di lamine chiare e di lamine scure. Queste ultime sono dovute a concentrazioni di minerali pesanti.



fondo (« geostrophic contour-following bottom currents »). Esse scorrono verso Sud parallelamente alle isobate regionali con una velocità variabile fra 2 e 20 cm/sec e sono particolarmente vigorose a profondità comprese fra i 3500 e i 500 metri (tav. II). I materiali siltitici del rise sarebbero stati trasportati per distanze fino a 1500 km.

Hollister (1967) chiama questi depositi « *contourites* » (ossia « contour current deposits », traducibile forse con « *contorniti* ») per differenziarli dalle torbiditi. Dopo una dettagliata analisi ritiene che « ... many if not all of the primary structures generally listed as characteristic of turbidites are also characteristic features of contourites ».

Le carote della piana abissale invece risultano costituite da lutiti brune in alternanza con unità gradate e laminate considerate delle « tipiche » torbiditi. Le sabbie sono considerevolmente più grossolane e più « sporche » e in strati più spessi rispetto alle contorniti del rise. Le correnti di torbida, una volta raggiunta la piana abissale dopo un bypassing attraverso i canali del rise, avrebbero depositato prima i componenti più grossolani e poi via via quelli più fini nelle regioni più distali.

Il Flysch numidico e i sedimenti del rialzo continentale nordatlantico.

Come si è visto, vi è una stretta analogia fra i tipi di sedimenti attuali osservati lungo il margine continentale al largo degli Stati Uniti e le litofacies sedimentarie osservate nel Flysch Numidico.

Una sorprendente corrispondenza sedimentologica esiste fra le « contorniti » del continental rise e i sedimenti della Facies 2. Lo stesso può dirsi per le torbiditi della piana abissale e i depositi della Facies 3.

Le caratteristiche dei depositi grossolani della Facies 1 possono venire confrontate con quelle dei sedimenti altrettanto grossolani rinvenuti nelle valli sottomarine che solcano il continental rise e che rappresentano in genere il prolungamento verso il largo dei canyons della scarpata continentale (« fan-valleys »). Al Lamont Geological Observatory chi scrive ha avuto modo di studiare alcune carote raccolte fra i 2000 e i 3500 m (« upper continental rise ») nelle valli che prolungano il Canyon Hudson (es. carota A156-12) ed il Canyon Hydrographer (es. carota A164-62). Esse sono caratterizzate da strati massicci di forte spessore (2,3-5 m), talora multipli (amalgamati) e costituiti da sabbie e ghiaie « pulite » con elementi dal diametro di 2-3 cm.

In breve, queste e altre considerazioni precedentemente esposte (Wezel, 1970a e 1970b) hanno portato lo scrivente a ritenere che l'accumulo numidico dovesse rappresentare un originario rialzo continentale, successivamente in parte distrutto e deformato durante l'orogenesi tortoniana.

La ricostruzione paleogegografica proposta mette in evidenza che il riempimento del bacino numidico doveva avvenire ad opera di diversi meccanismi di trasporto e cioè: 1) movimenti gravitativi di massa (slumping, « grain flows » e « mud flows deposits ») dal margine meridionale (= sedimenti della Facies 1); 2) correnti oceaniche di fondo scorrenti all'incirca verso SE e capaci di un trasporto per lunghe distanze (= depositi della Facies 2); 3) correnti di torbida dapprima scorrenti trasversalmente rispetto al margine continentale e poi riorientate secondo l'asse della piana abissale (= sedimenti della Facies 3). La dispersione delle paleocorrenti osservata in queste torbiditi potrebbe forse essere spiegata con il « meandrare » delle correnti di torbida sulla superficie piana abissale.

Se si accettasse il modello di Bouma (1962) quantificato da Walker (1967), si arriverebbe alla contraddizione che le torbiditi della piana abissale (= Facies 3) dovrebbero essere più prossimali delle « contorniti » del continental rise (= Facies 2). Questo paradosso deriva dalla tendenza dei sedimentologi a considerare solo le correnti di torbida come meccanismo di riempimento dei bacini dei flysch. Lo studio dei sedimenti attuali ha mostrato invece l'esistenza di una profonda circolazione oceanica a larga scala e la sua importanza geologica.

Conseguenze paleogeografiche.

Questo tipo di interpretazione « attualistica », basata cioè sui processi attuali, ha delle notevoli implicazioni paleogeografiche.

TABELLA I

Caratteristiche	Facies 2 (Wezel, 1970a)	« Contourites » del continental rise (Hollister, 1967)	Facies 3 (Wezel, 1970a)	Torbiditi della pianura abissale (Hollister, 1967)
1. Spessore degli strati in cm	0,1 - 15 medio: 1 - 2	0,1 - 10 medio: inferiore a 1	10 - 100 medio: 25	10 - 100
2. Superfici di stratificazione	Entrambe nette	Entrambe nette	Superiore sfumata, inferiore netta	Superiore sfumata, inferiore netta
3. Numero di strati arenacei in 1 m di colonna	3 - 30	5 - 50	Inferiore a 5 - 10	Generalmente inferiore a 5
4. Gradazione		Presente	Comune	Comune
5. Laminazione parallela	Presente	Comune	Frequente	Frequente
6. Laminazione obliqua	Presente	Comune	Frequente	Frequente
7. Laminazione convoluta			Frequente	Presente
8. Granulometria media degli strati	Silt grossolano - sabbia molto fine	Silt grossolano - sabbia molto fine	Silt grossolano - sabbia media	Sabbia fine - sabbia media
9. % matrice interstiziale	Inferiore al 10%	Inferiore al 10%	Superiore al 10%	10 - 20%
10. Maturità mineralogica	Maggiore che nelle torbiditi della Facies 3	Maggiore che nelle torbiditi	Minore che nelle arenarie della Facies 2	Minore che nelle « contourites »
11. Direzione delle correnti	Indicazioni di una paleocircolazione parallela alle isobate	Parallela alle isobate regionali	Da parallela ad obliqua alle isoobate regionali. Notevole dispersione	
12. Velocità di sedimentazione	15 - 20 cm/1000 anni	10 - 20 cm/1000 anni		

Se infatti il Flysch Numidico rappresentava un rialzo continentale oligo-miocenico si ha come conseguenza che per la prima volta viene identificato e ubicato un margine continentale nel passato geologico. Inoltre per la costruzione e « omogeneizzazione » di questo immenso prisma sedimentario è necessario ammettere una larga circolazione di tipo oceanico e non così ristretta come l'attuale mediterranea. È evidente che per avere una circolazione di questo tipo la geografia dell'Oligocene e Miocene inferiore doveva essere diversa dall'attuale e doveva esistere una larga connessione e comunicazione fra Atlantico e Paleomediterraneo. I miei studi sedimentologici confermerebbero dunque le ricostruzioni di LE PICHON (1968) sulla posizione dei continenti all'inizio del Terziario (al tempo dell'anomalia 31: fig. 9) e in corrispondenza del Tortoniano (al tempo dell'anomalia 5: fig. 7).

Le ricerche alla luce di quella che vorremmo qui denominare *geologia attualistica* portano dunque un importante contributo alla tettonica globale col delineare le zolle litosferiche del passato e ricostruirne i movimenti relativi.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE.

Lo studio sedimentologico di un flysch deposto durante l'Oligocene-Miocene inferiore lungo il margine continentale stabile africano (il Flysch Numidico), ha messo in evidenza l'impossibilità di applicare i criteri di prossimalità e distalità nel senso di BOUMA (1962, p. 98-99). Se si prescinde dalle arenarie massicce della Facies 1 (legate alla rete di canali profondi del rise), nel Flysch Numidico si è osservata una transizione laterale da unità a sottili strati siltitici laminati nelle regioni prossimali (Facies 2), verso unità con banchi arenacei gradati nelle regioni distali (Facies 3).

Questo quadro è del tutto simile, salvo le dimensioni, a quello indipendentemente prospettato da HEEZEN e i suoi collaboratori per i sedimenti del rialzo continentale nordatlantico. Esso si basa sulla rivoluzionaria scoperta dell'indubbia esistenza di correnti oceaniche molto profonde dotate di velocità sufficiente per il trasporto anche della sabbia fine. Queste « contour currents » hanno pertanto un profondo effetto sulla sedimentazione marina profonda contemporanea.

Anche nel Flysch Numidico la sedimentazione della Facies 2 sembra potersi più facilmente spiegare con una vigorosa circolazione oceanica che con l'ipotesi delle correnti di torbida.

Alla luce di questa nuova ipotesi appare molto importante chiarire i caratteri diagnostici all'affioramento dei depositi di queste correnti oceaniche profonde: le « contourites » (in ital. « contorniti »). Dalla Tab. 1 si può rilevare che questi sedimenti possono essere definiti come: « arenarie fini o siltiti mature, senza o con poca matrice interstiziale, in strati sottili delimitati da superfici nette e interessati da laminazione parallela e obliqua ». Esse si distinguono dalle torbiditi per essere più fini, più « pulite », composizionalmente più mature e in strati più sottili con superficie superiore ben decisa.

Ringraziamenti. Desidero ringraziare vivamente BRUCE C. HEEZEN, PAUL J. FOX, H. DAVID NEEDHAM e soprattutto l'amico WILLIAM B. F. RYAN, tutti del Lamont Geological Observatory, e CHARLES D. HOLLISTER del Woods Hole Oceanographic Institution per le stimolanti discussioni durante il mio recente soggiorno di studio (1970) presso il Lamont Geological Observatory. Tale soggiorno è stato possibile grazie ad una borsa NATO conferitami dal C.N.R. che qui si ringrazia. Ringrazio inoltre gli amici TULLIO PESCATORE e PAOLO SCANDONE dell'Istituto geologico di Napoli per la lettura critica del manoscritto. Questa nota vuole essere un tributo di stima per il Prof. FRANCESCO SCARSELLA.

BIBLIOGRAFIA

BOUMA A. H. - 1962 - *Sedimentology of some flysch deposits.* Elsevier, Amsterdam, pp. 168.

HEEZEN B. C., HOLLISTER C. D., RUDDIMAN W. F. - 1966 - *Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.* Science, **152** (3721), 502-508.

HOLLISTER C. D. - 1967 - *Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic.* Ph. D. Thesis, Columbia University, New York.

LE PICHON X. - 1968 - *Sea-floor spreading and continental drift.* J. Geophys. Res., 73 (12), 3661-3697.

NEEDHAM H. D., HABIB D. e HEEZEN B. C. - 1969 - *Upper Carboniferous palynomorphs as a tracer of*

red sediment dispersal patterns in the northwest Atlantic. J. Geology, 77, 113-120.

Schneider E. D., Fox P. J., Hollister C. D., Needham H. D. e Heezen B. C. - 1967 - *Further evidence of contour currents in the western North Atlantic.* Earth Planet. Sc. Let., **2**, 351-359.

Stauffer P. H. - 1967 - *Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California.* J. Sed. Petr., **37** (2), 487-508.

Sundborg A. - 1956 - *The river Klarälven. A study of fluvial processes.* Geografiska Annal., **38** (2), 133-221.

Walker R. G. - 1967 - *Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.* J. Sed. Petr., **37** (1), 25-43.

Wezel F. C. - 1967 - *Lineamenti sedimentologici del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **26**, 3-29.

Wezel F. C. - 1968 - *Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale.* Mem. Soc. Geol. Italiana, **7**, 417-439.

Wezel F. C. - 1970a - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale.* Mem. Soc. Geol. Italiana, **9** (2), 225-280.

Wezel F. C. - 1970b - *Numidian Flysch: an Oligocene - early Miocene continental rise deposit off the African Platform.* Nature, **228** (5268) 275-276.

TAVOLA I

Diagramma schematico che mostra il Flysch Numidico ed equivalente laterale, interpretati rispettivamente come originari sedimenti di zoccolo continentale e di pianura abissale. La freccia indica il successivo accavallamento tettonico dei depositi della zona distale (Facies 3) su quelli della zona prossimale (Facies 1 + Facies 2).

Nelle figure sottostanti sono molto schematicamente rappresentate le variazioni laterali regionali di alcuni caratteri sedimentologici attraverso il bacino numidico. A parte le strutture sedimentarie interne e le direzioni delle paleocorrenti che riguardano la Facies di piattaforma in Tunisia (Wezel, 1968), per le restanti osservazioni ci si è riferiti alle osservazioni effettuate in Sicilia, nei Nebrodi e nelle Madonie. Da notare che i depositi della Facies 2 sono rappresentati da sottili strati omogenei o laminati sia parallelamente che obliquamente, mentre i sedimenti della Facies 3 sono costituiti da strati più potenti mostranti le sequenze di Bouma (1962). Con l'aumento della distanza questi strati mancano via via dei termini basali (Ta-e, Tb-e e Tc-e). I banchi arenacei della Facies 1 oltre ad essere di forte spessore presentano comunemente all'interno una gradazione ripetuta e ciottoli argillosi.

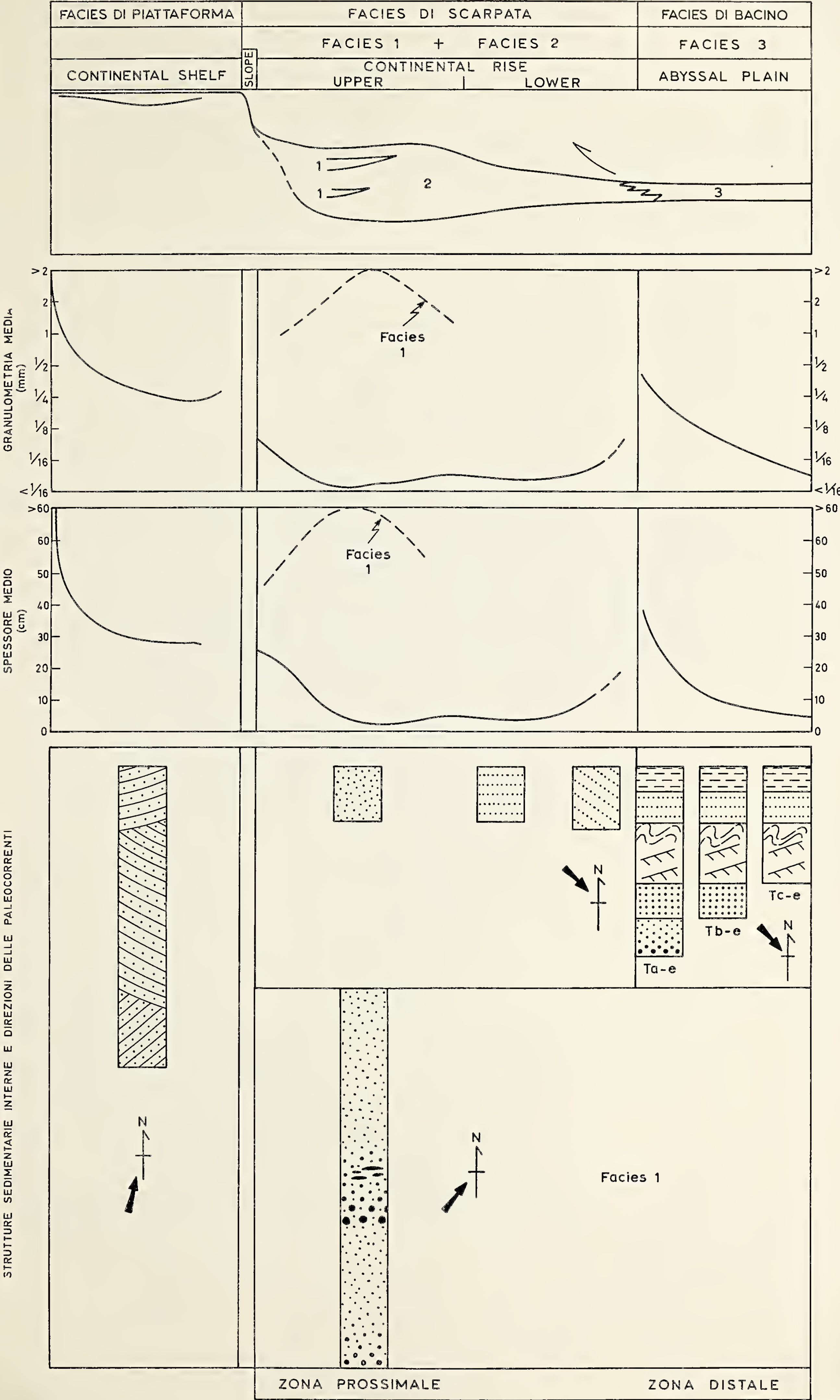
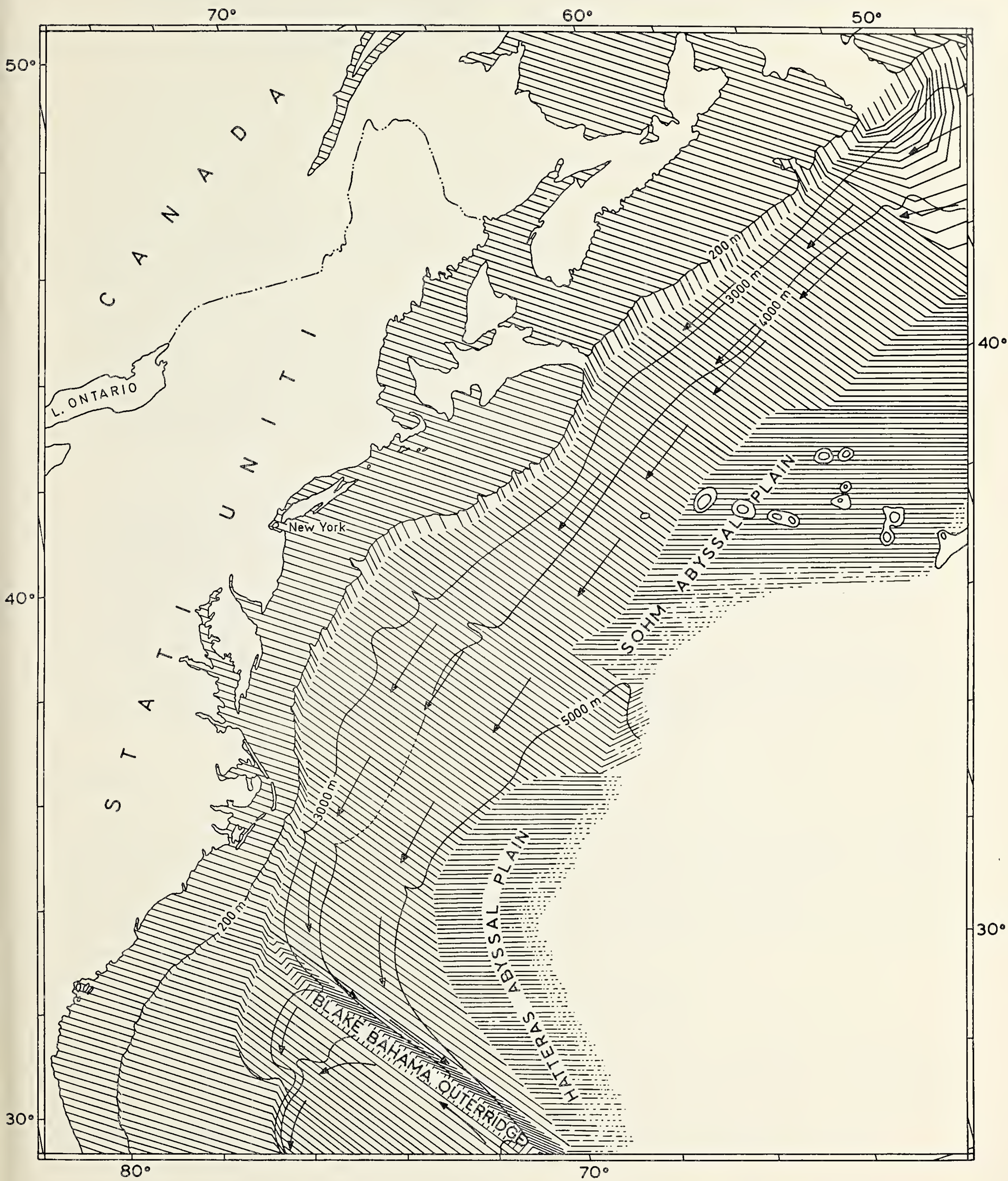

FACIES DI PIATTAFORMA
FACIES DI SCARPATA
FACIES DI BACINO
FACIES 1 + FACIES 2
FACIES 3
CONTINENTAL SHELF
SLOPE
CONTINENTAL RISE
UPPER
LOWER
ABYSSAL PLAIN
1
1
2
3
GRANULOMETRIA MEDIA (mm)
>2
2
1
½
¼
⅛
1/16
<1/16
Facies 1
SPESSORE MEDIO (cm)
>60
60
50
40
30
20
10
0
Facies 1
STRUTTURE SEDIMENTARIE INTERNE E DIREZIONI DELLE PALEOCORRENTI
N
Ta-e
Tb-e
Tc-e
Facies 1
ZONA PROSSIMALE
ZONA DISTALE

TAVOLA II

Il margine continentale orientale del Nordamerica e la attuale circolazione oceanica profonda (da NEEDHAM et al., 1969, ridisegnato e leggermente modificato). Notare che le correnti geostrofiche di fondo (indicate con le frecce) hanno un andamento parallelo alle isobate regionali dello zoccolo continentale e che esse sono attive tra i 3000 e i 5000 m di profondità.

Si ritiene che un analogo tipo di circolazione profonda fosse presente in tempi pre-langhiani (prima di 15 milioni di anni fa) lungo il margine continentale settentrionale del cratone africano. Secondo questa interpretazione tali correnti profonde dovevano esercitare una importante azione sulla sedimentazione numidica trasportando e depositando i sedimenti a grana fine della Facies 2.


70°
60°
50°
50°
40°
40°
30°
30°
80°
70°
CANADA
STATI UNITI
L. ONTARIO
New York
200 m
3000 m
4000 m
5000 m
3000 m
200 m
SOHM ABYSSAL PLAIN
HATTERAS ABYSSAL PLAIN
BLAKE BAHAMA OUTERRIDGE

Osservazioni geomorfologiche sull'alta valle del Sabato presso Serino (prov. Avellino) (*)

Nota del socio LUDOVICO BRANCACCIO

(Tornata del 27 giugno 1969)

RIASSUNTO

Si descrivono i terrazzi e le alluvioni dell'alta valle del Sabato; la presenza di intercalazioni ti tufo grigio campano, l'assenza di discontinuità nel deposito nonchè di prodotti di gelifrazione più recenti fa pensare che i conglomerati dell'alta valle del Sabato siano di età Würmiana. Nell'ambito dei suddetti conglomerati sono stati distinti tre tipi, che tuttavia differiscono soltanto per le modalità della deposizione.

È stata disegnata inoltre una carta dell'energia del rilievo della zona interessata al presente studio: si sono distinte diverse classi di pendenza connesse con la litologia. Nei calcari, ad esempio, si sono rinvenute costantemente pendenze superiori ai 27 gradi. In un caso, tuttavia, sempre nel massiccio carbonatico, le pendenze sono notevolmente inferiori. Si tratta di una antica superficie morfologica carsificata; essa si presenta chiaramente dislocata da faglie su cui sono impostati dei « versanti di Richter ». Questi ultimi, che rappresentano una forma di erosione periglaciale, permettono di attribuire le faglie stesse alla fase tettonica dell'inizio del Quaternario. La superficie morfologica carsificata è perciò più antica, quindi pliocenica (villafranchiana?).

SUMMARY

The terraces and alluvial terrains of the upper Sabato valley are described; the presence of the grey Campanian tuff interbedding, the lack of discontinuity in the sediment as well as in the most recent products of frosting, give rise to the thought that the conglomerates of the upper Sabato valley are of the würmian age. These conglomerates have been divided into three types, which differ one from the other only in the way they have been deposited.

Besides this, a relief energy map of the zone under study has been made; various types of slopes related to the lithology have been distinguished. For example, slopes of more than 27 degrees have constantly been found in the limestone. However, in one case, still in the carbonate massif, the slopes are notably less [than 27°].

This is an old morphological karst surface, dislocated by faults on which « Richter's slopes » have developed. The latter, which represent a form of periglacial erosion, allow the conclusion, that the faults belong to the tettonic phase of the early Quaternary; to be made. The morphological karst surface is therefore older, and thus is of the Pliocene age, (villafranchian?).

Premessa.

In una nota sulla morfologia costiera nella Penisola Sorrentina è stata segnalata la presenza, peraltro assai diffusa, di coltri di brecce di pendio sui versanti calcarei e dolomitici; in considerazione dei rapporti di giacitura con i terrazzi marini quaternari, è stato possibile ascrivere questi accumuli detritici al Würm 3°. Formazioni analoghe, e coeve, sono state rinvenute e segnalate nel Cilento (Brancaccio-Sinno, 1970), e lungo la costa tirrenica della Calabria (Brancaccio-Vallario, 1969).

L'interesse di queste formazioni detritiche tardo-pleistoceniche, poco o nulla fluitate, è del tutto particolare; esse infatti possono dar conto dell'attività degli agenti geomorfogenetici nel corso dell'ultima glaciazione alle nostre latitudini. È appunto nel quadro di tale ricerca che si inserisce il presente studio sui terrazzi e sulle formazioni detritiche dell'alta valle del fiume Sabato.

2. Studi precedenti.

Lo studio dei terrazzi dell'alta valle del Sabato non è stato mai affrontato, per quanto mi risulta, da precedenti Autori; del problema si sono occupati marginalmente soltanto F. Sacco e, più recentemente, M. Civita.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

F. Sacco, (1943), in uno studio idrogeologico sulla piana di Serino riporta i risultati di trivellazioni per ricerche d'acqua eseguite nella zona; la successione dei terreni pleistocenici riscontrata è la seguente, a partire dall'alto verso il basso:

— ghiaie e sabbie di origine fluviale, di probabile età olocenica; per uno spessore di 25-30 metri;

— argille e sabbie, di probabile origine lacustre, come indicato da molluschi presenti in questo livello; spessore di circa 20 metri;

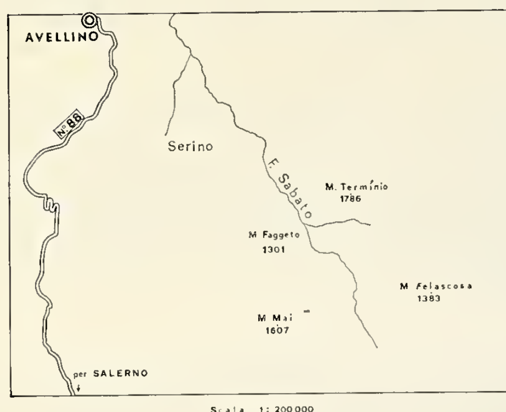


Fig. 1. — La posizione geografica dell'alta valle del fiume Sabato.

— ghiaie e sabbie di origine fluviale, per uno spessore di 20 metri circa;

— marne ed argille di età terziaria, che costituiscono la base della serie.

Come si vede Sacco considera le alluvioni che chiudono verso l'alto la serie, e che corrispondono a quelle che affiorano ampiamente nell'alta valle del fiume Sabato, di età olocenica; inoltre l'A. ritiene che esse si siano deposte ad estinzione avvenuta del lago pleistocenico di Serino formatosi a monte della stretta Cesinali-Atripalda. Quest'ultima considerazione, si vedrà, è pienamente confermata dalle condizioni di giacitura delle alluvioni affioranti a monte.

M. Civita (1969) ritiene che le alluvioni dell'alta valle del Sabato siano piuttosto importanti dal punto di vista idrogeologico, e le considera come depositi fluviali o torrentizi di età pleistocenica; nota inoltre che i conglomerati presentano in alcuni livelli una matrice piroclastica, e, talvolta, argillosa.

Le precedenti notizie di carattere geomorfologico si arrestano qui; restano aperti, come si vede, i problemi della datazione dei terrazzi (e quindi delle alluvioni), e della loro origine nel quadro degli eventi morfogenetici succedutisi nel Pleistocene.

2. I terrazzi alluvionali dell'alta valle del Sabato.

Tra l'abitato di S. Biagio di Serino e le sorgenti del Sabato compare nella valle una serie di terrazzi alluvionali ad altezza variabile sull'attuale talweg del Sabato, ma che, comunque, si aggira sui 35 metri. Le superfici sono particolarmente evidenti nelle località Mura della Civita, Piano di Cerasole, Maggese e Matrunolo. Esse, limitate a monte ed a valle da decise rotture di pendio, presentano una pendenza media compresa tra 3°30' e 14°, come è facile rilevare dalla allegata carta dell'energia del rilievo; fa però eccezione il terrazzo di Mura della Civita, la cui superficie ha un assetto assai vicino all'orizzontale.

Ora, è interessante notare che i terrazzi risultano costantemente inclinati verso l'asse vallivo: vengono così ad identificarsi una serie di grandi conoidi di deiezione reincise, deposte dai numerosi corsi d'acqua affluenti di destra e di sinistra del Sabato, conoidi che talvolta sono anastomizzate tra loro fino a formare u nampio *glacis* pedemontano.

Come è noto questo carattere viene ritenuto importante in quanto esso permette di discernere i terrazzi formatisi in conseguenza di fasi climatiche diverse da quelli costituitisi in relazione ad oscillazioni del livello di base (Tricart, 1947). Questi ultimi infatti, indipendentemente dal tipo di movimento che li ha determinati (sia esso glacio-eustatico del mare o isostatico del continente), presentano la superficie debolmente inclinata da monte verso valle, e risultano perciò costituiti prevalentemente da apporti longitudinali. Questa situazione è d'altronde perfettamente logica se si pensa che, quando si verifica un sollevamento del livello di base, l'attenuazione della pendenza del talweg principale si verifica inizialmente alla foce, provocando la deposizione degli apporti solidi, e migra lentamente verso monte. In queste condizioni lo accumulo dei materiali avviene prevalentemente ad opera della corrente principale, perenne, e in via subordinata dei corsi laterali, di solito effimeri.

Per quanto la problematica dei terrazzi cli-

matici sia notevolmente più complessa, la successione degli eventi che possono portare alla loro formazione può sintetizzarsi in questo modo:



Fig. 2. — I terrazzi alluvionati del fondovalle del Sabato. Località Mura della Civita.

a) durante un periodo di clima umido, caratterizzato da intensa piovosità, entrano in funzione anche quei corsi d'acqua tributari che hanno ordine di gerarchizzazione più basso, e che presentano l'effimero regime dei torrenti mediterranei. Queste correnti laterali, in virtù delle condizioni di pendenza degli alvei, hanno di solito elevato trasporto solido; nello sbocco in valle aperta, col rapido decrescere della pendenza, i materiali vengono deposti. È evidente che in tali condizioni la superficie delle forme di accumulo risulterà inclinata verso il centro della valle principale.

b) Se a questo episodio unico succede una fase climatica secca, i talweg affluenti entrano in magra (spesso assoluta) e la corrente principale, poco carica di materiali, prende ad erodere sino a lasciare, a destra ed a sinistra dell'alveo, le superfici terrazzate.

Questa successione, del resto, è stata messa già in evidenza con precisione e chiarezza, da Trevisan (1947).

Ora nei terrazzi dell'alta valle del Sabato si ritrovano perfettamente le caratteristiche delle forme di accumulo di tipo climatico; come sarà in seguito precisato vi sono altri elementi che collimano perfettamente con l'interpretazione che ne è data.

Di sicuro comunque i terrazzi in esame non hanno alcuna connessione con le oscillazioni glacio-eustatiche del mare durante il Quaternario; infatti i rapporti di altezza tra terra e mare non sono stati mai tanto a lungo stabili da permettere la migrazione dell'onda di erosione regressiva fino all'alta valle del Sabato attraverso parte delle valli del Volturno e del Calore, di cui il Sabato stesso è affluente.

3. Le alluvioni terrazzate.

Nelle incisioni naturali che solcano i terrazzi sono ben esposti i depositi conglomeratici, che si rinvengono a partire dalla confluenza nel Sabato del torrente Matrunolo verso monte. I rapporti di livello tra le alluvioni terrazzate e la piana di Serino fanno escludere che le alluvioni stesse siano in

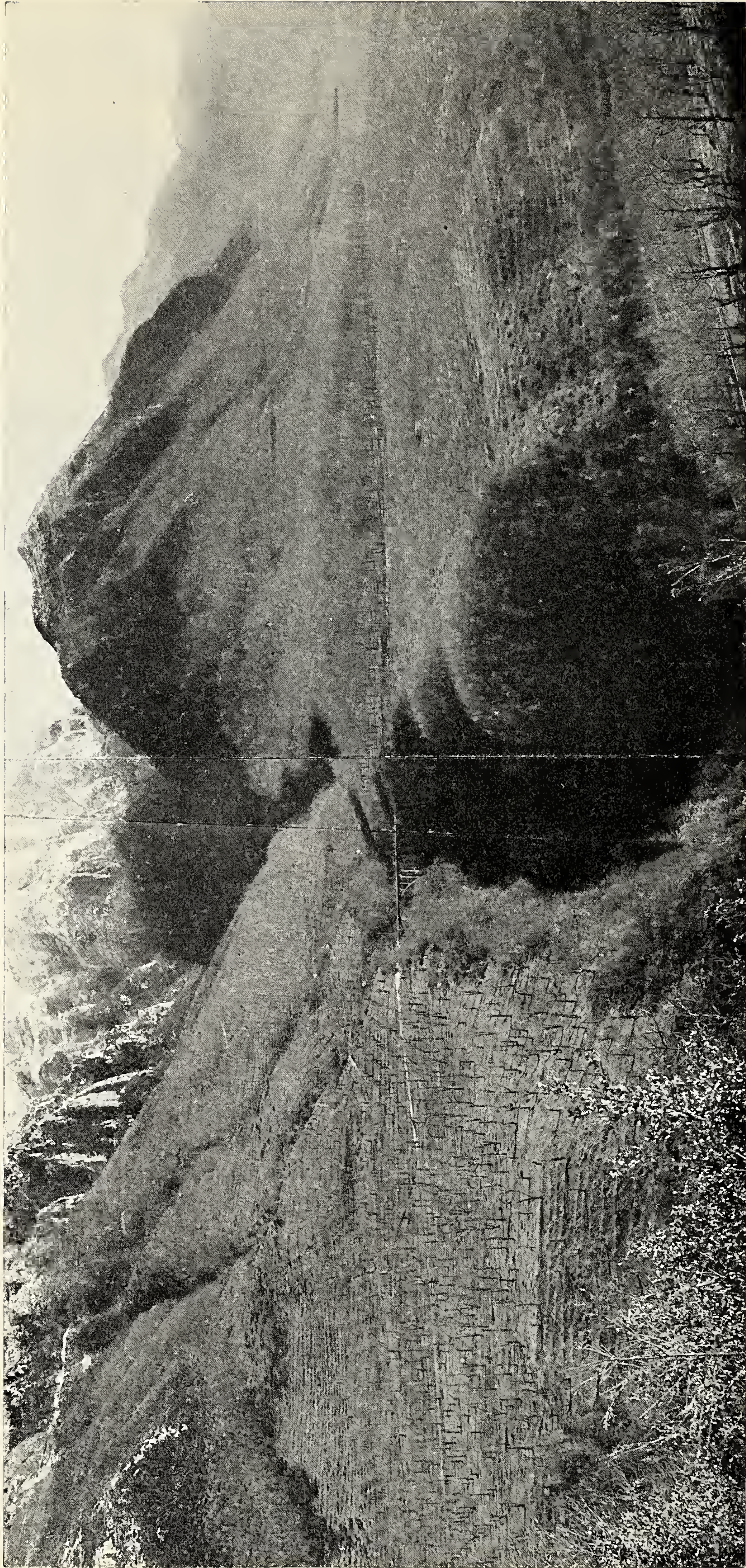


Fig. 3. — Il conoide di deiezione reinciso del torrente Matrunolo.

qualche modo in relazione con l'antico bacino lacustre pleistocenico di cui parla Sacco; del resto l'A. stesso attribuisce, come è specificato in 2., una origine fluviale ai conglomerati che chiudono la serie quaternaria della piana di Serino, escludendo che essi possano essersi deposti in ambiente lacustre. Del resto, nella zona di Mura della Civita, uno scavo artificiale praticato allo scopo di estrarre i materiali alluvionali, ha messo a nudo il substrato calcareo-dolomitico, senza alcuna interposizione di depositi lacustri o di strutture sedimentarie che richiamino un ambiente lacustre; in tal modo è anche da escludere che le alluvioni terrazzate dell'alta valle del Sabato si siano accumulate in conseguenza di uno sbarramento di tipo alluvionale all'atezza della conoide del torrente Matrunolo, che tuttavia topograficamente sarebbe possibile.

In base alle caratteristiche sedimentologiche delle alluvioni che si rinvengono in alta valle del Sabato si possono distinguere almeno tre tipi diversi di depositi detritici, che però sovente sfumano lateralmente l'uno nell'altro.

3.1. *Le brecce di pendio.* — Lungo la strada provinciale che congiunge l'abitato di S. Biagio di Serino con i piani carsici di Verteglia, strada di recente costruzione, si osservano, in tagli artificiali, conglomerati stratoidi con la caratteristica disposizione, concordante con il versante, delle brecce di pendio.

Vi sono tuttavia degli elementi che li disgiungono da queste ultime. Ad esempio, tra i clasti esiste, anche se in piccole proporzioni, una matrice calcarea e piroclastica di tipo sabbioso che di solito è assente nelle brecce di pendio s.s. Ancora, per quanto i clasti non siano molto smussati, essi non possono peraltro definirsi a spigoli vivi; infine, non certo a caso, lo spessore massimo di questi depositi è osservabile in corrispondenza delle piccole, ma numerose incisioni lineari che la strada, con i suoi tornanti, attraversa più volte.

Queste caratteristiche portano a considerare le brecce non esclusivamente come depositi di pendio, ossia messi in posto dalla gravità, ma piuttosto come una forma di transizione a vere e proprie conoidi di deiezione. È certo però che la produzione del materiale detritico è avvenuta ad opera del gelo quaternario; la sua particolare abbondanza è perfettamente giustificabile se si pensa alle condizioni geografiche e topografiche dei rilievi. Le cime circostanti infatti si trovano ad una altezza sul livello del mare non certo lontana da quello che doveva essere il limite delle nevi persistenti durante la glaciazione würmiana, e, comunque, sicuramente nella fascia interessata dai fenomeni di gelifrazione giunti, come è noto (Brancaccio, 1968), fino al livello del mare. I prodotti della degradazione sono stati ripresi dai corsi d'acqua di versante che li hanno parzialmente smussati, ed in certi casi (in corrispondenza delle più importanti incisioni) deposti in grandi conoidi di deiezione; le brecce di gelifrazione sfumano infatti verso il basso in alluvioni che hanno caratteristiche sedimentologiche notevolmente diverse.

3.2. *Le alluvioni delle conoidi torrentizie.* — Le conoidi torrentizie sono ben rappresentate in tutta l'alta valle del Sabato; le più evidenti si rinvengono in destra orografica del fiume, ove esse hanno una pendenza sempre maggiore, in ragione, probabilmente, della dimensione dei clasti. Tra le più evidenti vi è quella del torrente Matrunolo; le ottime sezioni naturali che costituiscono le pareti della forra in essa scavata permettono di osservare perfettamente i caratteri delle alluvioni. Anche in questo caso la matrice non è abbondante; verso l'alto essa è costituita prevalentemente da materiale piroclastico. I clasti, tutti di rocce carbonatiche, sono ben smussati, in special modo quelli di dimensioni maggiori. Come è logico aspettarsi, le grandi conoidi si trovano allo sbocco delle incisioni di dimensioni maggiori, che si svolgono nella serie carbonatica; i conglomerati fanno passaggio laterale alle brecce di pendio, con cui tuttavia la loro superficie non è raccordata, a causa della notevole pendenza di queste ultime.

3.3. *I conglomerati di Mura della Civita.* — I terrazzi di Mura della Civita, Piano di Ceresole, ecc., si aprono in conglomerati dalle caratteristiche sedimentologiche notevolmente diverse da quelle dei tipi precedentemente descritti. In questo caso la matrice è sempre ben rappresentata: le dimensioni granulometriche sono quelle delle sabbie, la costituzione carbonatica. Gli elementi, su cui è stato misurato l'indice di appiattimento variabile tra 2,1 (in basso) fino a 1,8 (in alto), si presentano piuttosto smussati, in special modo nella parte alta del deposito. Le caratteristiche sedimen-

tologiche testè descritte indicano che, con ogni probabilità, la deposizione è avvenuta in periodi di grandi piene del corso d'acqua, forse addirittura con il meccanismo del trasporto in massa, tenuto conto del fatto che la matrice è piuttosto abbondante: naturalmente l'angolo con cui sono stati deposti i materiali, assai vicino a 0°, conferma questa ipotesi. Nella serie detritica, che è ben esposta in cave di brecciolino lungo la strada, presso le Mura della Civita, sono anche visibili alcuni allineamenti di clasti isodimensionali che conferiscono un aspetto stratoide al deposito: essi però sono poco frequenti (in tutto quattro o cinque nei venti metri di potenza del deposito). Inoltre nella serie sono facilmente visibili tre livelli piroclastici, di colore marrone, argillificati; essi hanno uno spessore molto limitato, che difficilmente supera i dieci centimetri. Infine, a circa 5 metri dalla superficie del deposito è visibile un livello di tufo grigio, rimaneggiato, accumulato in piccole paleoincisioni. Al di sopra la serie è chiusa da conglomerati di caratteristiche francamente diverse, privi di matrice e ben arrotondati, assai simili a quelli costituenti le conoidi di deiezione; segue infine materiale piroclastico e terreno vegetale. La serie di Mura della Civita sfuma in senso orizzontale in quella della conoide di Matrunolo, con cui anzi la superficie è perfettamente correlabile, nonchè nelle brecce di pendio.



Fig. 4. — La serie alluvionale, di età probabilmente würmiana, di Mura della Civita.

Una serie di elementi permette di attribuire i tre tipi di depositi detritici alla glaciazione würmiana; essi sono i seguenti:

a) *La presenza di intercalazioni piroclastiche.* Come è stato detto precedentemente, nella serie si rinvengono alcuni livelli piroclastici ascrivibili al tipo dei tufi grigi cam-

pani, di cui nella parte alta si rinviene un livello di circa 40 centimetri, chiaramente rimaneggiato. I tufi grigi, stando ai dati finora disponibili, sono di età würmiana.

b) *L'assenza di superfici di discontinuità.* È scontato che le forme di accumulo dell'alta valle del Sabato sono caratteristiche del sistema morfogenetico periglaciale; esse si sono formate perciò, di certo, durante una delle glaciazioni quaternarie. Esse potrebbero essere, ad esempio, rissiane nella loro parte inferiore, e würmiane nella parte superiore; nel qual caso nel deposito dovrebbero osservarsi delle discontinuità al passaggio: ad esempio delle paleoincisioni, generatesi durante l'interglaciale Riss-Wurm, durante cui le condizioni climatiche hanno favorito lo svilupparsi della erosione lineare, come è stato messo in evidenza nel paragrafo 1. Nè si vede come i conglomerati potrebbero essere, ad esempio, tutti rissiani: si dovrebbero aver tracce, al disopra di essi, di prodotti della disgregazione crioclastica würmiana, che è stata molto efficace. Queste tracce mancano assolutamente.

c) *L'assenza di crioturbazioni.* — La natura dei sedimenti, caratterizzati da una certa variazione di dimensioni granulometriche in senso verticale, e quindi di porosità, favorisce la formazione di crioturbazioni, quando le condizioni climatiche lo permettano. Se gli accumuli detritici della valle del Sabato appartenessero ad una glaciazione pre-würmiana, essi sarebbero stati sottoposti alla azione del gelo würmiano: se ne dovrebbe trovare il segno nelle crioturbazioni, che invece mancano, in tutto l'ambito della serie.

Sulla base di queste considerazioni si può concludere che, con ogni probabilità, le alluvioni in esame sono di età würmiana. La loro reincisione va attribuita quindi alla fine del glaciale, quando, lentamente, al sistema morfogenetico periglaciale si è andato sostituendo quello attuale.

Come si è visto precedentemente, alle diverse origini, dei tre tipi di conglomerati, corrispondono diverse pendenze superficiali. Mano a mano che l'importanza dell'acqua come agente di trasporto aumenta, diminuisce l'angolo di accumulo dei materiali; le pendenze massime si hanno naturalmente, quando la messa in posto è opera esclusiva della gravità. Si è pensato perciò di disegnare una carta della energia del rilievo, in cui potesse essere rappresentata la pendenza del suolo, e quindi, indirettamente, la distribuzione dei diversi tipi di materiali detritici affioranti sul fondo valle.

4. La carta dell'energia del rilievo.

Partendo dalla base topografica della carta in scala 1:25000 dell'Istituto Geografico Militare, si è disegnata una carta dell'energia del rilievo, in cui è possibile leggere direttamente le pendenze del suolo. È sorta la necessità di creare delle classi di pendenza, comprese tra 0° e 90°; il criterio con cui esse sono state scelte è quello delle classi di pendenza naturale, che, data la costituzione litologica della zona, sono ben caratteristiche, come si può notare dalla distribuzione, molto omogenea, delle classi stesse.

4.1. *Le pendenze comprese fra 27° e 90°.* — Si rinvengono tutt' intorno alla valle del Sabato, ed indicano, con estrema fedeltà, l'area di distribuzione delle rocce carbonatiche; i versanti, molto acclivi, sono assai spesso impostati su importanti linee di faglia, talvolta anche abbastanza recenti, come si vedrà in seguito. L'unica zona in cui i calcari hanno una pendenza molto ridotta (3°30'-18°) è quella che compare a destra nella carta dell'energia del rilievo: si tratta di una antica superficie morfologica ampiamente carsificata (Campolaspierto, che si collega con i piani di Verteglia). La giacitura degli strati non lascia dubbi: non si tratta di una superficie strutturale, bensì morfologica. È anche ben evidente che essa non è il frutto di un modellamento attuale: sul suo margine sud-occidentale, prospiciente la valle del Sabato, è possibile osservare in maniera molto netta degli antichi campi carsici troncati da una faglia (ripe della Falconara). Non vi è dubbio: ci troviamo di fronte ad un carso pre-tettonico. Resta tuttavia aperto un grosso problema: l'età del plateau carsico; un problema tutt'altro che marginale, dato che le antiche superfici morfologiche del tipo appena descritto sono molto frequenti in Appennino meridionale; basti pensare al massiccio del Matese, ai Picentini, ecc. L'assenza di sedimenti marini recenti sul massiccio e nelle zone circostanti l'unità mon-

tuosa costringe a ricorrere, per questo tentativo di datazione, a metodi morfologici.

Si è osservato che il versante di destra orografica dell'alta valle del Sabato presenta in certi luoghi le pendenze e l'assetto caratteristico del « versante di Richter »; esso potrebbe essere utile per avere indicazioni sulla età dell'altipiano carsico del Terminio.

4.1.1. *I « versanti di Richter »*. — L'aspetto del « versante di Richter » è ben noto; si tratta di un pendio privo di incisioni lineari, caratterizzato da una pendenza costante aggirantesi intorno ai 35°. Il versante è di solito sormontato da una cornice pressocchè verticale, che rappresenta la zona di distacco dei materiali, che, nella loro caduta, operano una sorta di livellamento del tratto di versante sottostante (si parla infatti di « versanti di livellamento per frane », De Vaumas, 1964). Ciò che interessa è che questi tipi di versanti sono caratteristici dei sistemi morfogenetici periglaciali: la loro notevole frequenza nello Appennino carbonatico meridionale fa pensare che gli agenti morfogenetici attivi durante le glaciazioni quaternarie hanno lasciato una impronta nel modellamento del paesaggio attuale assai superiore a quanto si pensasse. È anche evidente che, proprio a causa del meccanismo di formazione, essi possono impostarsi soltanto su pendii che hanno inizialmente una china vicina alla verticale: diversamente infatti l'evacuazione dei detriti ad opera della gravità non potrebbe avvenire. Quando i versanti di Richter sono impostati su piani di faglia, bisogna pensare che al debutto dell'attività morfogenetica periglaciale, cioè all'inizio del Quaternario, i piani di faglia stessi dovevano avere un assetto pressocchè verticale: le faglie, dunque, dovevano essere di età recente, e pressocchè integre dall'azione erosiva molto efficace dei climi pliocenici. La presenza quindi di un «versante di Richter» impostato su di una linea di faglia costituisce un buon indizio che la faglia stessa sia attribuibile alla fase tettonica che ha caratterizzato l'inizio del Quaternario (« fini-villafranchiana » di Demangeot, 1965, « calabriana » di Busquet e Gueremy, 1969). Si stanno conducendo studi sul massiccio del Matese su questa falsariga per poter distinguere la neotettonica, e per definire l'età e le caratteristiche di una duplice morfologia carsica molto ben visibile sul terreno.



Fig. 5. — Il versante sud-occidentale del massiccio del Terminio. Esso presenta le caratteristiche di un « versante di Richter » ripreso dall'erosione lineare.

Sulla base delle argomentazioni appena svolte, avendo riconosciuto la presenza di un « versante di Richter » impostato su di un piano di faglia in destra orografica dell'alta valle del Sabato (vedi foto), si può arguire che la faglia appartenga alla fase tettonica

calabriana; ora, poichè tale faglia ha troncato i piani carsici preesistenti della superficie morfologica di Verteglia, si deve ritenere che tale superficie sia anteriore, ossia pliocenica (villafranchiana?).

È chiaro che anche il clima attuale ha lasciato la sua impronta sul versante in questione: esso si presenta infatti chiaramente inciso da piccoli solchi torrentizi.

Per concludere, si può dire che mentre ci si aspetterebbe di trovare, alla base del « versante di Richter », i prodotti della degradazione fisica delle glaciazioni quaternarie, si rinvengono invece soltanto i detriti würmiani. È chiaro che i materiali più antichi devono essere stati evacuati dai corsi d'acqua della valle, come, del resto, sta avvenendo per i depositi wurmiani, che si presentano sempre profondamente reincisi.

4.2. *Le pendenze comprese tra 27° e 14°.* — Come si può osservare dalla carta dell'energia del rilievo, questa classe di pendenza è presente al passaggio tra la serie carbonatica e le alluvioni di fondo valle, caratterizzate da una pendenza inferiore. Essa corrisponde, abbastanza bene, alla distribuzione delle brecce di pendio parzialmente fluitate. Sui fondo-valle inoltre rappresenta le pareti dei solchi di erosione aprentisi nei conglomerati: pareti che, a causa di frequenti frane, assumono un assetto non eccessivamente acclive.

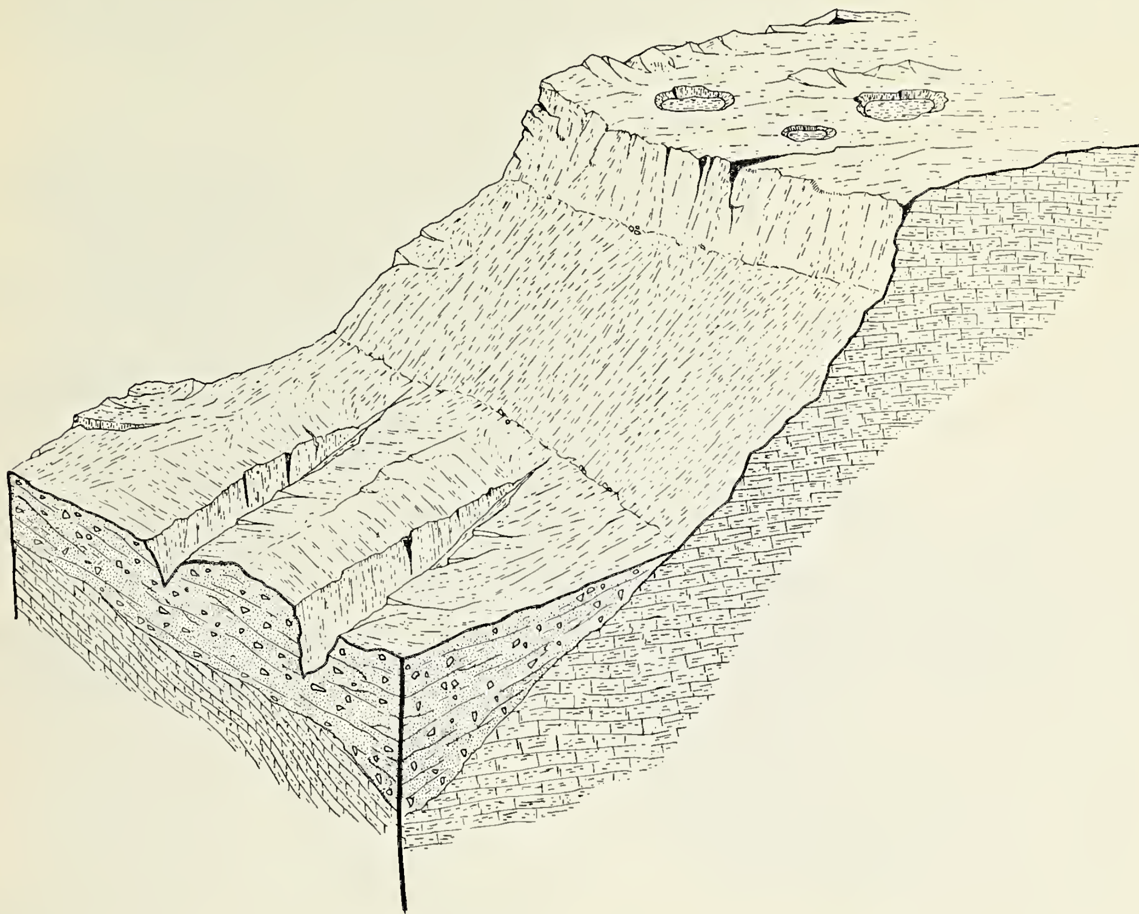


Fig. 6. — Schema illustrativo dei rapporti tra superficie paleocarsica, « versanti di Richter » e brecce di pendio würmiane sul versante sud-occidentale del Terminio.

4.3. *Le pendenze comprese tra 14° e 3°30'.* — Come è stato messo in evidenza precedentemente, l'aumento di importanza dell'acqua come mezzo di trasporto comporta una diminuzione dell'angolo di scarpata dei materiali deposti; quando la pendenza scende al di sotto di 14°, nella valle del Sabato ci troviamo di fronte a vere e proprie conoidi di deiezione, in cui la gravità ha chiaramente un ruolo secondario. La scala della carta, piut-

tosto ridotta, non ha permesso di distinguere una ulteriore classe di pendenza: nel qual caso si sarebbe notato come le conoidi di deiezione provenienti dagli affluenti di sinistra del Sabato hanno una pendenza notevolmente minore, probabilmente anche in ragione di una minore taglia dei materiali deposti, oltrechè della più costante alimentazione dei corsi d'acqua.

4.4. *Le pendenze comprese fra 3°30' e 0°.* — Esse si rinvengono al centro del bacino, e si aprono nei conglomerati del terzo tipo; proprio in relazione alle modalità della messa in posto essi presentano infatti una pendenza superficiale molto limitata. La caoticità dei materiali infatti lascia pensare a una sorta di successive colate fangose giunte al centro del bacino nei periodi di maggiore piovosità.

BIBLIOGRAFIA

Brancaccio L. - 1968 - *Genesi e caratteri delle forme costiere nella Penisola Sorrentina.* Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 77, pp. 247-274, 14 figg., Napoli, 1969.

Brancaccio L. e Sinno R. - 1969 - *Contributo alla conoscenza delle sabbie rosse pleistoceniche della costa del Cilento.* Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 78, pp. 401-422, 10 tavv., 7 figg., Napoli, 1970.

Brancaccio L. e Vallario A. - 1968 - *Osservazioni geomorfologiche nel tratto di costa compreso tra le foci dei fiumi Noce-Castrocucco e Lao (Cosenza).* Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 77, pp. 303-325, 11 figg., 1 tav., Napoli, 1969.

Busquet e Gueremy - 1969 - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin Calabro-Lucanien et leurs conséquences morphologiques.* Rev. géog. phys. et de géol. dyn., s. 2, 11, pp. 223-236, 5 figg Paris, 1969.

Civita M. - 1969 - *Idrogeologia del massiccio del Terminio-Tuoro (Campania).* Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 11. Napoli, 1969.

Demangeot J. - 1965 - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques.* Mémoires et documents. pp. 403, Ed. C.N.R.S., Paris, 1965.

Sacco F. - 1945 - *Geoidrologia del Serino (Acquedotto di Napoli).* Geofisica pura ed applicata. 5 fasc. 3-4, Milano.

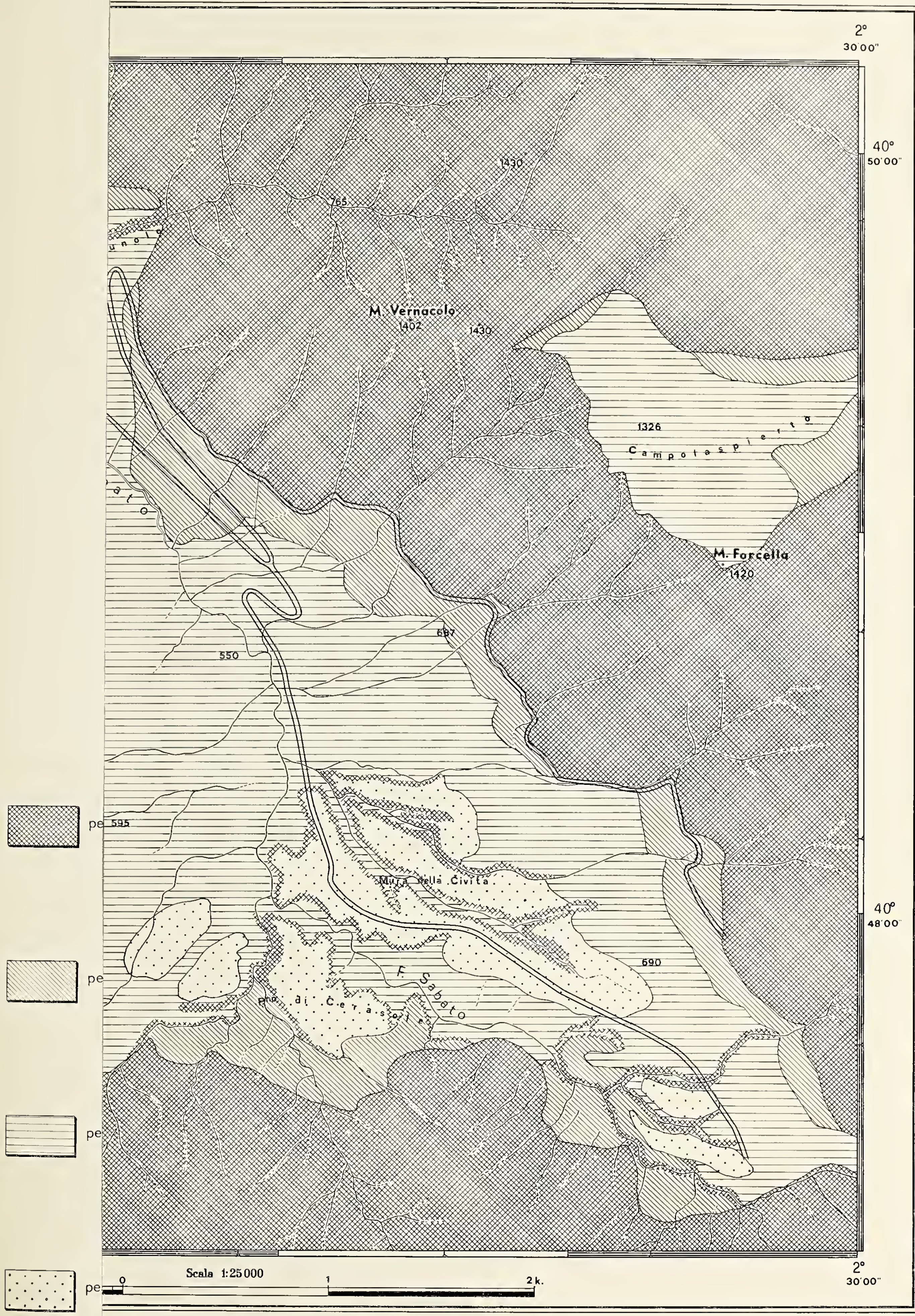
Trevisan L. - 1947 - *Terrazzi glaciali o terrazzi interglaciali?* Riv. Sc. Preist., pp. 193-207, 6 figg., Firenze, 1947.

Tricart J. - 1947 - *Méthode d'étude des terrasses.* Bull. Soc. Geol. Fr., 5 ser., 17, pp. 559-575, 8 figg., Paris, 1947.

Vaumas E. - 1964 - *Sur la morphogenès des versants cryogeniques de nivellament par éboulis («versants de Richter»).* C. R. Acad., 258, pp. 2131-2134, Paris, 1964.

TAVOLA I

La carta dell'energia del rilievo dell'alta valle del Sabato. Per il commento riferirsi al testo (par. 4).


2°
30'00"
40°
50'00"
1430
765
M. Vernacolo
1402
1430
1326
Campotaspierta
M. Forcella
1420
687
550
595
Mura della Civita
40°
48'00"
690
F. Sabato
P.no di Cerasole
Scala 1:25000
0
1
2 k.
2°
30'00"
pe
pe
pe
pe



pendenze superiori a 27°.

pendenze comprese tra 14° e 27°.

pendenze comprese tra 3°30' e 14°.

pendenze inferiori a 3°30'.

INDICE DELLA PARTE SECONDA

Finito di stampare
nello Stabilimento Tipografico
« G. Genovese »
Pallonetto S. Chiara, 22 - Napoli
il 10 gennaio 1972


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01315 8597